АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976

УДК 561.79

В сборник **выключены** статьи, посвященные научным результатам международных конференций и симпозиумов. Темы статей разнообразны и отражают комплексный подход к изучению четвертичного периода. Приводится список новых радиоуглеродных дат. Описываются находки новых археологических стоянок.

Редакционная коллегия:

Г. И. Горецкий, В. П. Гричук, В. И. Громов,
И. К. Иванова, Н. И. Кригер, К. В. Никифорова,
И. И. Плюснин, Е. В. Шанцер

Ответственные редакторы:

В. И. Громов, И. К. Иванова

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода
№ 46

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства *Б. С. Шохет*

Технический редактор *Т. С. Жарикова.* Корректор *Н. Г. Васильева*

Сдано в набор 10/VI 1976 г. Подписано к печати 10/IX 1976 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 17,3. Уч.-изд. л. 17,3
Тираж 1000. Т-14752. Тип. зак. 4190. Цена 1 р. 73 коп.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Б $\frac{20801-386}{055(02)-76}$ 164—76

© Издательство «Наука», 1976 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

Н. В. ПАШАЛЫ, М. Б. ХЕИРОВ, Т. М. САРАДЖАЛИНСКАЯ

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА АЗЕРБАЙДЖАНА

В отложениях верхнего плиоцена (акчагыльский и апшеронский ярусы) и плейстоцена (от бакинского до новокаспийского горизонтов включительно) Азербайджана довольно широким распространением пользуются пирокластические породы (Авдусин, 1935; Азизбеков, 1947; Пашалы и др., 1970). Они формировались в различных тектонических и фациальных условиях и связаны с неоднородными по составу продуктами эксплозивной деятельности вулканов. Эти факторы, как и их различное стратиграфическое положение обусловили неравнозначную степень вторичных изменений тефрогенного материала. Глубокая переработка последнего приводит к образованию различных полезных ископаемых (бентониты, цеолиты и др.), поэтому изучение постседиментационных процессов, затрагивающих пирокластику, имеет определенный практический интерес. Нами рассматриваются интенсивность и характер преобразования вулканогенно-осадочных пород, отложившихся в морских, озерных и субаэральных (фация вблизи вулканического пояса) условиях.

Пирокластические породы морской фации в Азербайджане имеют наибольшее площадное распространение и относятся как к прибрежным, так и относительно глубоководным образованиям.

Пирокластические породы акчагыльского возраста прибрежной фации рассмотрены в западной части межгорной впадины в пределах Кировабад-Казахской наклонной равнины (Нафталанский район). Они характеризуются градационной текстурой, обусловленной сменой снизу вверх грубозернистых псаммитовых туфов их алевролитовыми и пелитовыми разностями. При этом меняется и окраска прослоев от буроватой в грубозернистых до желтовато-белесоватой и белесоватой в прослоях пелитоморфной структуры. Бурая окраска обусловлена интенсивной лимонитизацией псаммитовых туфов.

В псаммитовых туфах из цветных компонентов доминирует биотит (до 30%), а в пелитовых — обыкновенная роговая обманка (до 70%). Из других минералов тяжелой фракции в этих породах присутствуют авгит (до 5%), гиперстен (до 2%), магнетит — ильменит (до 14%), пирит (до 1%), циркон (до 2%). Содержание лимонита в лимонитизированных псаммитовых туфах возрастает до 25%. В легкой фракции преобладает вулканическое стекло (до 85%), кроме того присутствуют кварц (до 15%) и полевые шпаты (до 3%).

Указанные разности прибрежных туфов от псаммитовых до пелитовых затронуты вторичными процессами. Псаммитовые туфы кроме интенсивной лимонитизации в разной мере гидрослюдитизированы и монтмориллонитизированы. Причем монтмориллонит представлен глиноземистой разностью (бейделлитом). В незначительной степени развиты цеолиты. В алевритовых туфах увеличивается присутствие гидрослюды по сравнению с бейделлитом. Более интенсивной гидрослюдитизации подвержены пелитовые туфы, но здесь кроме бейделлита развивается и смешанослойный минерал бейделлит-гидрослюдистого состава, который в двух других разностях туфов зафиксирован не был.

Пирокластические породы относительно глубоководной фации исследованы на юго-восточном погружении Большого Кавказа в разрезах районов Утальги (Кобыстан) и Ясамальская долина (Апшеронский п-ов), а также и в восточной части межгорной впадины (Бабазанан), включая и ее продолжение в акватории Каспия (Бакинский архипелаг). Это — то слабо уплотненные, то плотные (Бакинский архипелаг) породы светло-серые, серовато-бурые и серовато-желтые. Они представлены туфами и ортотуффитами (Дзоценидзе, 1969; Дзоценидзе, Хворова, 1970). По гранулометрическому составу как в первых, так и во вторых присутствуют разности от псаммитовых до пелитовых, причем количество последних увеличивается в направлении с запада на восток. По минералогическому составу как туфы, так и туффиты в нижней части акчагыла характеризуются преобладанием в тяжелой фракции пироксенов (авгит, диопсид) и обыкновенной роговой обманки. В верхних прослоях доминирует биотит, содержание которого иногда достигает 97% (Апшеронский п-ов). В легкой фракции туфов содержится вулканическое стекло до 95%, которое в ортотуффитах несколько разбавляется собственно осадочным материалом. В некоторых из них отмечается ориентированная текстура (Бакинский архипелаг).

Пеплы относительно глубоководной фации интенсивнее затронуты вторичными процессами. В их тонкопелитовой составляющей преобладающими минералами попеременно являются монтмориллонит и бейделлит и присутствует также заметная примесь гидрослюды и смешаннослойные образования с беспорядочным чередованием бейделлитовых и гидрослюдистых межслоевых промежутков. Определенную роль при этом играет заметная примесь K_2O (до 3,0%) в тонкопелитовой фракции пеплов, что обычно способствует трансформации бейделлита, образующегося из вулканического стекла в начальную стадию его разложения, в гидрослюду по схеме:

вулканическое стекло→бейделлит→смешаннослойные образования с чередованием бейделлитовых и гидрослюдистых межслоевых промежутков→гидрослюда.

Для выяснения этого вопроса нами исследована тонкопелитовая фракция пепла с площади Утальги, обработанная трехнормальным раствором хлористого лития по методике Грин-Келли (Green-Kelly, 1957). Как видно на рис. 1, здесь помимо преобладающего глинистого минерала — бейделлита и небольшой примеси гидрослюды присутствуют смешаннослойные глинистые образования с неупорядоченным чередованием бейделлитовых и гидрослюдистых межслоевых промежутков. Для бейделлита характерна регистрация рефлекса 001 при 17,6—17,7 Å после обработки образца 3NLiCl по указанной методике (Green-Kelly, 1957; Ратеев, 1968). Эта же обработка обычно приводит к сокращению *d* (001) монтмориллонита до 9,50—9,60 Å. Но отсутствие при этом заметного усиления интенсивности рефлекса гидрослюды при 9,80—9,90 Å указывает на отсутствие монтмориллонита в данном образце. Сокращение *d* (001) бейделлита до 9,00 Å при обработке 1NKOH является еще одним подтверждением преобладания бейделлита в изученном образце (рис. 1, *д*). Смешаннослойное образование бейделлит-гидрослюдистого ряда определено рефлексом (001) Б : (001) Г при 12,6 Å (рис. 1, *г*), что соответствует наличию в данном образовании около 30% гидрослюды и 70% бейделлитовых межслоевых промежутков. Как гидрослюдитизация, так и монтмориллонитизация в породах этой фации протекает интенсивнее, чем в прибрежной. Кроме того они хлоритизированы, цеолитизированы и эпидотизированы. Монтмориллонит развивается в виде псевдопорфиробластов зернисто-волокнистого сложения. Хлорит в виде нитевидных образований фиксируется по периферии кристаллокластов (био-

тит, полевые шпаты) или в их массе. Полевые шпаты изредка затронуты эпидотизацией. Цеолиты образуют скопления из 2-3 индивидуумов, выполняющих пустоты или мелкие участки. Цветные минералы (биотит) в результате вторичных изменений имеют волнистое угасание.

Пирокластические породы апшеронского возраста, формирующиеся в морских условиях, также приурочены к прибрежным и относительно глубоководным фациям.

Прибрежные пирокластические породы рассмотрены нами в центральной части межгорной впадины, где они образуют прослои в апшеронских отложениях, принимающих участие в строении Дуздагской антиклинальной складки. Это светло-серые тонкозернистые псаммитовые туфы биотито-роговообманковые, почти не затронуты вторичными процессами.

Пирокластические породы относительно глубоководной фации исследовались нами в разрезах апшеронских отложений Бакинского архипелага. Это плотные белесоватые пелитовые туфы (средний апшерон) и ортотуффиты (верхний апшерон). В первых из них преобладающий цветной компонент — авгит, а во вторых — авгит и энстатит (преобладает над авгитом). Эти породы в отличие от тех, что отлагались в прибрежных условиях, монтмориллонитизированы. Кроме того, в них развиваются смешанослойные образования гидрослюдисто - монтмориллонитового ряда. Монтмориллонит обычно плохо окристаллизован. В плоскопараллельных шлифах этот минерал фиксируется в виде спорадически развивающихся сплошных масс или псевдопорфиробластов с заливообразными очертаниями. Местами пирокластика пигментируется хлоритом (клинохлор и пеннин). Цеолит, замещающий вулканическое стекло, не нарушает морфологию последнего. При цеолитизации стекол с волокнистым строением последнее несколько сглаживается. Есть случаи совместного замещения пирокластики цеолитом и хлоритом. Первый развивается в массе эксплозивных минералов, а второй — по их периферии или как бы зажат между волокнами вулканического стекла и является более поздним образованием, чем цеолит.

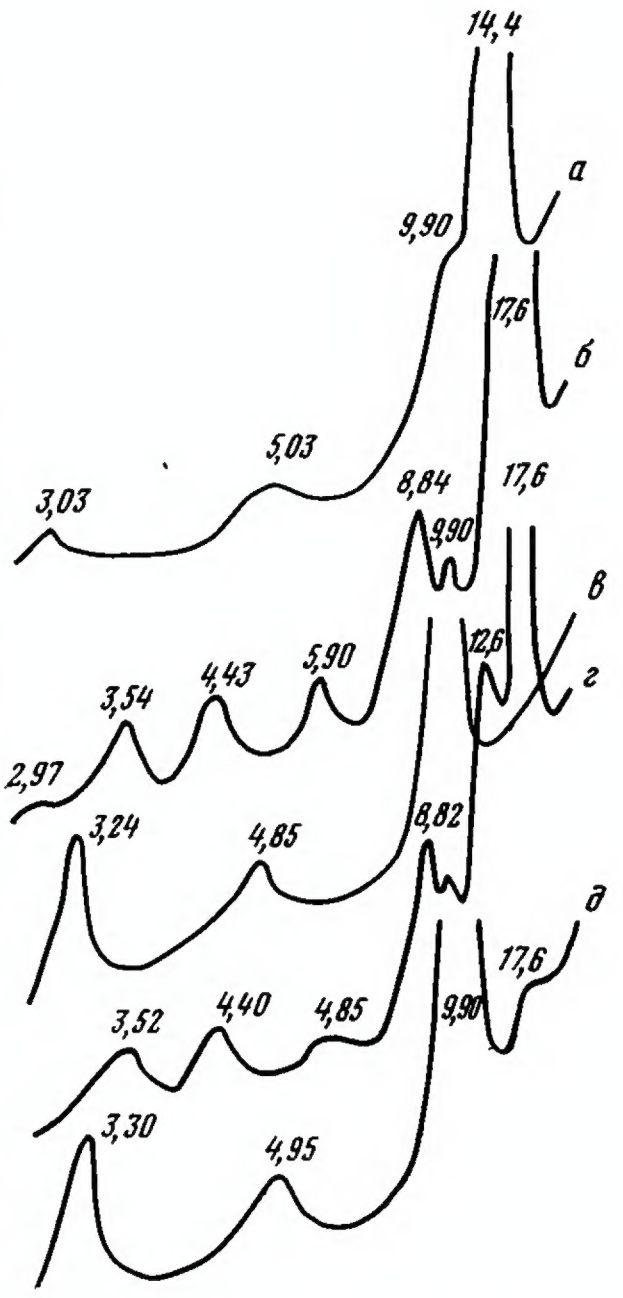


Рис. 1. Дифрактограммы тонкопелитовой фракции пепла акчагыльского возраста разреза площади Утальги (обр. 14)

а — воздушно-сухого образца;
б — насыщенного глицерином;
в — нагретого при 550—580° С;
г — обработанного трехнормальным раствором хлористого лития по методике Грин-Келли;
д — обработанного однонормальным раствором едкого калия

Пирокластические породы четвертичного возраста прибрежной фации исследовались, как и апшеронские, в западной части Куринской депрессии в разрезе антиклинальной складки горы Дуздаг. По возрасту они — верхнебакинские и нижнехазарские. И те и другие — массивные, первые из них — белесоватые алевритовые, вторые — розовые неотсор-

тированные туфы. По преобладающему цветному компоненту алевритовые туфы энстатитовые, а неотсортированные — роговообманково-пироксеновые (авгит и диопсид). В отличие от апшеронских прибрежных туфов этого разреза, четвертичные туфы имеют более мелкозернистую структуру, более основной состав, несколько бейделлитизированы и очень слабо (следы) гидрослюдитизированы. Окристаллизованность вторичных минералов очень плохая.

В относительно глубоководной фации (Бакинский архипелаг) нижнехазарские пирокластические породы содержат более 50% примеси собственно осадочного материала, и относятся к паратуффитам. Это — светло-серые тонкозернистые слоистые породы, по гранулометрическому составу — алевриты, в которых присутствуют до 23% каждая пелитовая и псаммитовая разности. Преобладающим цветным пирокластическим минералом в них является обыкновенная роговая обманка (до 40% тяжелой фракции) и авгит (до 15% тяжелой фракции). Собственно осадочный компонент представлен мусковитом, эпидотом, различными акцессорными минералами. В легкой фракции кроме тефрового материала присутствуют обломки кремнистых, глинистых и эффузивных пород, глауконит. В отличие от прибрежных туфов они интенсивнее изменены гидрослюдитизацией и монтмориллонитизацией. Количество гидрослюды в них достигает 40%, а монтмориллонита — 20%. Кроме того, в них развивается хлорит (до 5%) и смешанослойные минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда (до 10%). Отмеченный на дифрактограммах каолинит (до 15%), видимо, является собственно осадочным минералом. В шлифах гидрослюда фиксируется в виде лейст, оконтуривающих минералы псаммито-алевритовой размерности, а хлорит — пигментирующим тонкопелитовую пепловую связующую массу. Кроме того, он развивается по роговой обманке и волоконцам вулканического стекла. Некоторые зерна хлорита глауконитизированы. Монтмориллонит фиксируется в анализаторе в виде сплошных масс светло-коричневой окраски и по волнистому угасанию. Цеолиты встречаются редко в виде мелких скоплений, выполняющих пустоты пузырчатого стекла.

Пирокластические породы, отложившиеся в озерной фации, наиболее развиты в Араксинской наложенной мульде (юго-восточное погружение Малого Кавказа). По возрасту они относятся к акчагылу и апшерону (Шихалибейли, 1967; Пашалы, Сулейманов, 1973). В последнем наибольшее количество прослоев этих пород в нижнем и верхнем горизонтах. Они представлены туфами в акчагыле от псаммитовой до пелитовой размерности. В нижнем апшероне нередки и гравийные разности этих пород. Неменьшим распространением, особенно в нижнем апшероне, пользуются ортотуффиты, также от гравийной (акчагыл, нижний и средний апшерон) до пелитовой (нижний и верхний апшерон) размерности. Паратуффиты в акчагыле отмечены в виде единичных прослоев туфопесчаников, а в нижнем апшероне — неотсортированных и пелитовых разностей. Окраска этих пород — белесоватая, с оттенками сероватых, зеленоватых и буроватых тонов. Текстура их горизонтальнослоистая, микрослоистая, реже — косослоистая. Слоистость обусловлена гранулометрической дифференциацией и изменением состава. Отмечаются петельчатая и крапчатая текстуры. Разбавляющий компонент в орто- и паратуффитах в основном терригенный, реже хемогенный (кальцит, гипс, целестин). Из органических остатков присутствуют спикули губок, угнетенные фораминиферы, диатомеи.

В породах этой фации широко развиты вторичные изменения — монтмориллонитизация, гидрослюдитизация, цеолитизация, кальцитизация, слабая хлоритизация, вермикулитизация, глауконитизация. Развиваются смешанослойные глинистые минералы хлорит-гидрослюдистого

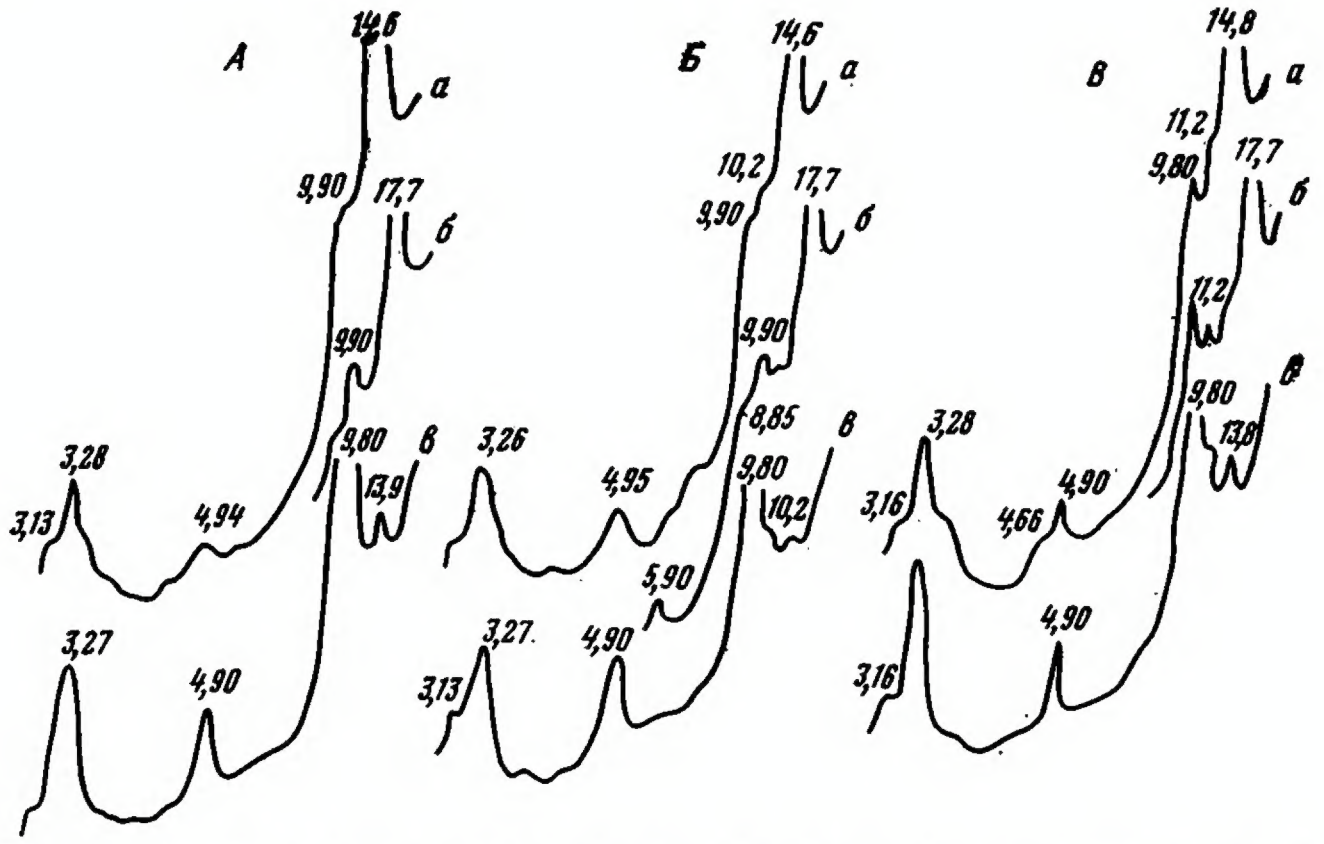


Рис. 2. Дифрактограммы Махмудлы-153 (*А*); Акера-45 (*Б*); Баласолтанлы-137 (*В*)
а, б, в — то же, что и на рис. 1.

состава, а также палыгорскит. Следует отметить, что степень интенсивности вторичных процессов ослабевает от паратуффитов к ортотуффитам и туфам и в каждом случае от тонких к грубым разностям пород. Так, например, в паратуффитах наибольшее количество вторичных минералов отмечено в туфопелитах и неотсортированных разностях, в которых преобладает глинистая фракция, а в ортотуффитах — это пелитотуффиты и также неотсортированные разности, с преобладанием тонких фракций. Интенсивнее всего в породах озерных фаций развивается монтмориллонит вплоть до образования монтмориллонитизированных орто- и паратуффитов (монтмориллонитизированные пелитотуффиты и туфопелиты).

Монтмориллонит под микроскопом фиксируется то в виде сплошной светло-коричневой массы, поляризующей в этих же тонах, то в виде как бы перистых образований, индивидуализирующихся только в поляризованном свете. Нередко монтмориллонит развивается в виде нитевидных образований вокруг пирокластики псаммитовой и алевритовой размерности. Кроме того, монтмориллонит выполняет стенки ячеек вулканического стекла, имеющего пемзовидную структуру, или развивается вдоль волокон, подчеркивая волокнистое строение замещаемого шлакового материала. Присутствие доминирующего количества монтмориллонита в рассматриваемых породах подтверждается регистрацией на дифрактограммах исходных образцов базального рефлекса первого порядка при $\sim$14,6 Å, который смещается до 17,7 Å при насыщении глицерином и сокращается до 9,80 Å после обработки 3NLiCl и прокаливания образца при 550—580°С (рис. 2), что соответствует наличию в обменных положениях ионов Ca^{2+}. Развитие монтмориллонита по вулканическому стеклу видно и на электронных микрофотографиях (рис. 3, *А*).

Гидрослюда количественно уступает монтмориллониту, но как и последний она присутствует во всех отмеченных выше породах. В плоскопараллельных шлифах этот минерал фиксируется или в глинистой массе, замещающей тонкий туфовый материал, или по периферии алевритовой составляющей породы. И в том и другом случаях гидрослюда

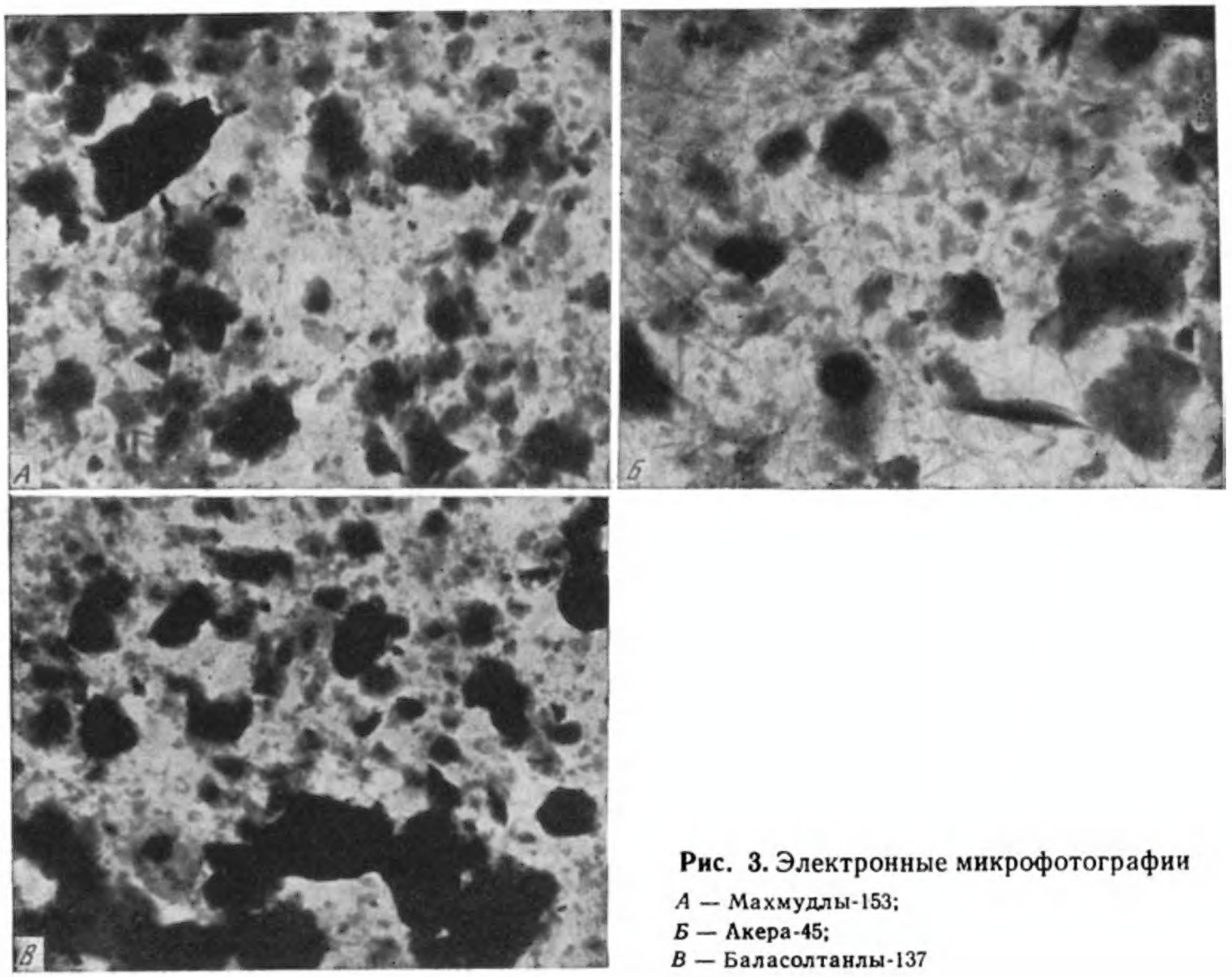


Рис. 3. Электронные микрофотографии

А — Махмудлы-153;
Б — Акера-45;
В — Баласолтанлы-137

развивается в виде лейстовидных образований. Рентгенографически она определяется регистрацией на дифрактограммах базального рефлекса первого порядка (и его высоких порядков) при 9,80—10,0 Å, стабильных как при насыщении глицерином, так и при нагреве (см. рис. 2).

Хлорит, распространенный здесь, как и указанные выше минералы, количественно уступает двум предыдущим. Что касается его распределения по типам пород, то он развивается не только в орто- и паратуффитах, но нередко и в туфах. В последнем случае он отмечается по нитевидным трещинкам вулканического стекла и по периферии его зерен, обусловливая петельчатую текстуру, хорошо наблюдаемую в поляризованном свете. В плоскопараллельных шлифах он отмечается так же в виде сплошных масс по пепловому материалу и является продуктом девитрификации вулканического стекла. На дифрактограммах этот минерал фиксируется характерным для него базальным рефлексом при d (001) = 13,9—14,1 Å (и его высокими порядками), стабильным при насыщении глицерином и прокаливании при 550—580° С (см. рис. 2, *А*, *В*).

Вермикулит отмечен только в плоскопараллельных шлифах неотсортированных туфов и туфосуглинков и имеет две формы нахождения. Первая из них — результат замещения биотита, который расслаивается и приобретает червеобразную форму или форму растянутой «гармошки». При этом одни пакеты биотита сохраняют свою интерференцию и окраску, а другие становятся бесцветными. На дифрактограммах рефлексы этого минерала не зафиксированы. Правда, Норин (Norin, 1953) показал, что в осадках Тирренского моря минералы, образованные по биотиту, на этой стадии изменения обнаруживают рефлексы иллита и хлорита. Вторая форма нахождения описываемого минерала по дан-

ным плоскопараллельных шлифов — «гармошкоподобные» образования в сплошной массе монтмориллонитовых участков некоторых туфопелитов. Возможно, это смешанослойный минерал монтмориллонит-вермикулитового состава.

Магнезиальные минералы сепиолит-палыгорскитового типа в заметных количествах присутствуют в известковом туфопелите акчагыльского возраста, что легко определяется по электронным микрофотографиям (см. рис. 3, *Б*), хотя с трудом они улавливаются на дифрактограммах (см. рис. 2, *Б*). В значительно меньшем количестве минералы этой группы отмечены только электронной микроскопией в пелито-туффитах верхнего апшерона (Акера-45).

Широко распространены в пирокластических породах озерной фации смешанослойные образования гидрослюдисто-хлоритового ряда. В возрастном отношении они присутствуют, начиная от акчагыла до верхнего апшерона включительно. В этих образованиях слюдистые и хлоритовые межслоевые промежутки чередуются в основном неупорядоченно. Они определены регистрацией на дифрактограммах при насыщении и нагревании при температуре 550—580° С рефлекса внутри интервала 10,2—13,6 Å. Конкретное положение этого рефлекса зависит от количественного соотношения между межслоевыми промежутками указанных типов. В образце из Баласолтанлы-137 он фиксирован при 11,2 Å, что соответствует содержанию в этих образованиях 33% слюдистых и 67% хлоритовых межслоевых промежутков (см. рис. 2, *В*).

Интенсивное вторичное изменение в рассматриваемых породах обусловлено рядом причин. Прежде всего оно связано с аридностью климата, в котором происходило накопление отложений верхнего плиоцена и постплиоцена. Об этом свидетельствует не только присутствие в отдельных породах большого количества магнезиальных минералов, но также значительная карбонатность пород и нередко присутствие гипса.

Развитию монтмориллонита, а также магнезиальных минералов в озерных условиях способствовала обогащенность последних магнием. Большое количество магния могло поступать в водоем за счет денудации на водосборах основных (габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты среднего эоцена) и ультраосновных (серпентиниты, перидотиты, дуниты и пироксениты сантона и кампана) пород, широко развитых в пределах центральной части Малого Кавказа и его южного склона. Продукты их дезинтеграции поставлялись палеореками (палео-Акера, палео-Козлучай, палео-Кенделанчай и др.) в водоем, в котором формировались описываемые отложения.

Выше мы отмечали, что в паратуффитах аутигенное глинообразование интенсивнее, чем в ортотуффитах и в туфах. Здесь, видимо, скорость накопления туфов и ортотуффитов была причиной их слабой диагенетической переработки. В то же время паратуффиты, содержащие в преобладающем количестве осадочный материал, имели более замедленную седиментацию, способствующую более глубокой диагенетической переработке пирокластики. Наряду с этим, мы предполагаем, что поступающий собственно осадочный глинистый компонент в зоне аккумуляции выполнял роль стимулятора, ускоряющего процесс вторичного преобразования тефрового материала.

Пирокластические породы фации лав и туфов околовулканического пояса исследованы на юго-восточном склоне Малого Кавказа в Кельбаджарской наложенной мульде в разрезе района Садунлар. В этом разрезе в основании залегает туфобрекчия темно-серая с фиолетовым оттенком верхнеапшеронского возраста (Шихалибейли, 1967; Пашалы, Сулейманов, 1973). Мощность туфобрекчии до 15 м. Выше следует поток андезита мощностью 12 м, относящийся к нижнему плейстоцену. На

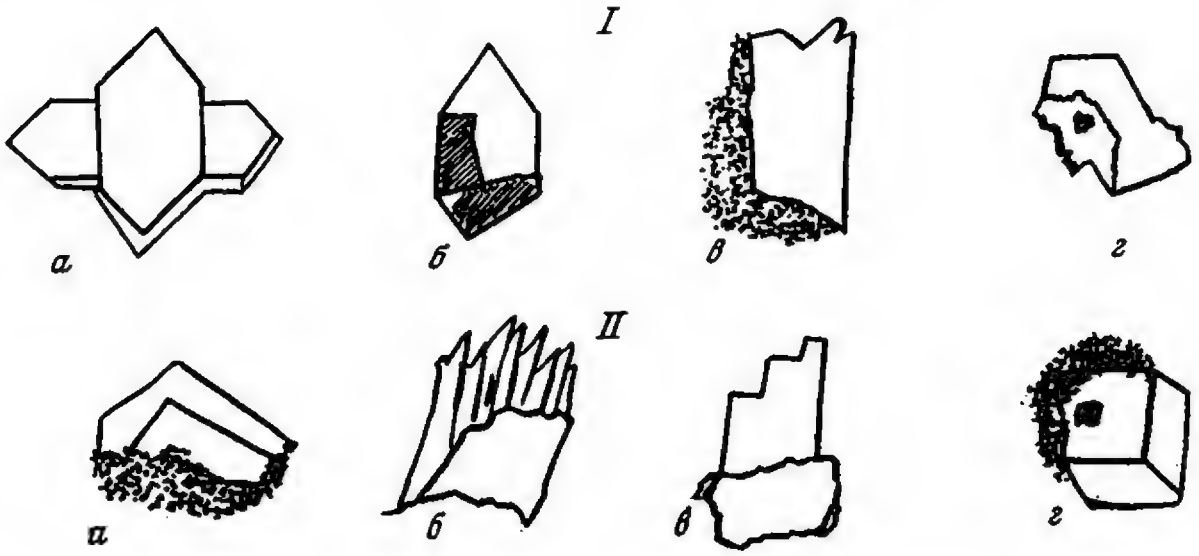


Рис. 4. Форма нахождения альбита и цеолитов в пирокластических породах фации лав и туфов околовулканического пояса

I — альбит: *а* — сростки, *б* — неравномерное угасание, *в* — выросты из вулканического стекла, *г* — с включением рудного минерала; *II* — цеолиты: *а, б, в* — выросты из вулканического стекла, *г* —с включением рудного минерала

последнем залегает туфобрекчия (мощность 30 м) серовато-фиолетовая, чередующаяся с кирпично-красной разновидностью. Заполнителем туфобрекчии являются туфы. Стратиграфически выше следуют туфы белые с розоватым оттенком, мощностью до 0,1 м, которые перекрываются белыми неотсортированными туфами мощностью 12 м. Они перекрыты паратуффитами (мощность 6 м), а эти в свою очередь ортотуффитами (альбитизированные суглинистые туффиты розовой и коричневой окраски) мощностью 8 м. Преобладающий минерал тяжелой фракции всех отмеченных пород — авгит, которому подчинена обыкновенная роговая обманка. В этом разрезе все породы, залегающие выше андезитового потока, затронуты вторичными процессами. Туфобрекчия, залегающая непосредственно на андезитовом потоке, интенсивно альбитизирована. Белые туфы с розоватым оттенком сильно цеолитизированы и слабее альбитизированы. Последним процессом интенсивно затронуты белые туфы, залегающие на тех, которые имеют розоватый оттенок. В них наряду с альбитом развивается и цеолит, количество которого в легкой фракции составляет 40%. Залегающие выше паратуффиты слабо альбитизированы, в то время как ортотуффиты в верхней части разреза альбитизированы интенсивно (содержание альбита в легкой фракции 70—80%) и несколько цеолитизированы. Присутствие цеолитов уменьшается от 10 до 5% в туффитах, залегающих в кровле разреза.

Альбит (рис. 4, *Iа — г*) в указанных породах часто присутствует в виде хорошо образованных призм и таблиц с пирамидальными концевыми гранями. Водянопрозрачен, редко полисинтетически сдвойникован, иногда с нерезко выраженной зональностью. Угасание в последнем случае волнистое, расходящееся от центра к периферии. Есть случаи как бы пятнистого угасания минерала, что, видимо, связано с деформацией его внутреннего строения. Нередки сростки из 2-3 индивидуумов альбита. Наблюдаются случаи, когда альбит, развиваясь по стеклу, оконтуривается по периферии зернистой массой последнего (рис. 4, *Iв*), сохранившегося от замещения. Отмечаются в альбите включения рудного минерала. На дифрактограммах альбит фиксируется по рефлексам с межплоскостными расстояниями 4,05—4,08; 3,73—3,76; 3,20—3,21 Å и др.

Цеолиты — от мелкоалевритовой до псаммитовой размерности, чаще — неправильной, реже — хорошо образованной кубической формы

(рис. 4, *IIа — г*), изотропные или слабо поляризуют. Нередки случаи, когда, замещая стекло, грани цеолита образуют выросты из массы последнего. При этом цеолит иногда сохраняет оскольчатую, зернистую и шлаковую (пемзовидную) структуру замещающей пирокластики. Встречаются друзы из мелких кристаллов цеолита.

На дифрактограммах цеолиты фиксируются по рефлексам 3,45; 2,97; 1,78; 1,40 и др., что свидетельствует о принадлежности их главным образом к анальциму.

Вторичные изменения описываемых пород следует объяснить процессами эксгаляции, которые действуют после излияния андезитового потока и сопровождают эксплозивную деятельность вулканов Армянского нагорья. Различный состав пород, подвергшихся вторичным изменениям, обусловил различный характер последних и их интенсивность. В тяжелой фракции интенсивно цеолитизированного туфа белой окраски с розоватым оттенком преобладает биотит, являющийся производным более кислой магмы. По данным химических анализов содержание в нем SiO_2 составляет 69,32% (табл. 1). Во всех других породах преобладающим цветным компонентом тяжелой фракции являются пироксены, в частности авгит, иногда в ассоциации с энстатитом. В них содержание SiO_2 не превышает 58,5%, т. е. они являются производными более основной магмы. Слабую альбитизацию паратуффитов мы склонны объяснить значительной примесью в них собственно осадочного материала.

Таблица 1

Химический состав пирокластических пород фации лав и туфов околовулканического пояса

Компоненты химического состава	Цеолитизированный туф	Туффит неотсортированный	Компоненты химического состава	Цеолитизированный туф	Туффит неотсортированный
	обр. 349	обр. 347		обр. 349	обр. 347
SiO_2	69,32	58,54	SO_3	<0,01	0,03
Al_2O_3	16,62	16,03	CaO	0,71	3,00
Fe_2O_3	2,62	5,46	MgO	—	1,90
FeO	0,07	0,72	K_2O	5,20	3,40
TiO_2	0,25	0,52	Na_2O	5,40	4,00
P_2O_5	0,24	0,16	п/пр	0,12	5,80
MnO	0,03	0,08	Σ	100,58	99,64
			H_2O	0,11	2,25

Резюмируя изложенное выше на примере пирокластических пород верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Азербайджана, можно придти к следующим выводам.

1. Наиболее интенсивной переработке по масштабности и характеру вторичных изменений подвержен тефрогенный материал фации лав и туфов околовулканического пояса (табл. 2), где значительное влияние оказывают гидротермальные процессы, сопутствующие поствулканической деятельности вулканов.

2. В морской прибрежной фации на степень изменения пирокластики кроме условий седиментации и возраста оказывает влияние гранулометрический состав пирокластики, ее химизм и примесь собственно осадочного материала. Примером могут служить туфы апшеронских и четвертичных отложений этой фации. Первые из них, несмотря на более древний возраст, остались почти не затронутыми вторичными процес-

Таблица 2

Вторичные изменения пирокластических пород различных фаций верхнего плиоцена и плейстоцена Азербайджана

Возраст		Фация		Породы		Мощность, м	Окраска	Преобладающие минералы тяжелой фракции	Вторичные процессы
Верхний плиоцен	Акчагыл	Морская	Прибрежная	Псаммитовые туфы		до 0,3	Бурая	Биотит	Лимонитизация, гидрослюдитизация, монтмориллонитизация (бейделлит), незначительная цеолитизация
				Пелитовые туфы		0,2	Желтовато-белесоватая и белесоватая	Роговая обманка	Интенсивнее гидрослюдитизация, кроме бейделлита развиваются см-сл минералы бейделлит-гидрослюдистого состава
			Относительно глубоководная	Туфы Ортотуффиты	От псаммитовых до пелитовых	0,2 0,3	Светло-серая, серовато-бурая, серовато-желтая	В верхних прослоях биотит, в нижнем—авгит, диопсид, роговая обманка	Интенсивнее, чем в прибрежных гидрослюдитизация, монтмориллонитизация, больше см-сл бейделлит-гидрослюдистых образований, хлоритизация, эпидотизация. Биотит гаснет волнисто. Указанные процессы протекают более интенсивно
		Озерная		Туфы от псаммитовых до пелитовых		до 5	Белесоватая сероватых, зеленоватых и буроватых оттенков	Роговая обманка	Монтмориллонитизация, гидрослюдитизация, цеолитизация, кальцитизация, слабая вермикулитизация, глауконитизация, см-сл хлорит-гидрослюдистого ряда, палыгорскитизация. (В пелитовых туфах эти процессы интенсивнее). Указанные процессы проявляются интенсивнее
				Туфопесчаники		1			
		Морская	Прибрежная	Псаммитовые туфы		0,2	Светло-серая	Роговая обманка, меньше биотит	Не изменены
			Относительно глубоководная	Пелитовые ортотуффиты		0,1	Белесоватая	Авгит и энстатит (преобладает)	Монтмориллонитизация см-сл гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда, хлоритизация, цеолитизация
			То же	Пелитовые туфы		0,15	То же	Авгит	То же

Плейстоцен	Апшерон	верхний		Пелитовые ортотуффиты (пелитотуффиты)	1,5	Белесоватая с буроватым оттенком	Монтмориллонитизация пелитотуффитов. В меньшей мере гидрослюдитизация, цеолитизация, кальцитизация, слабая хлоритизация, вермикулитизация, глауконитизация, см-сл хлорит-гидрослюдистого ряда, палыгорскитизация
				Псаммитовые ортотуффиты	до 1	Белесоватая с зеленоватым оттенком	То же, но с меньшей интенсивностью
		нижний		Псаммитовые туфы	7	Синевато-серая	
			Озерная	Пелитовые паратуффиты (туфопелиты)	2,5	Белесоватая с буроватым оттенком	Роговая обманка	Монтмориллонитизация туфопелитов, в меньшей мере протекают гидрослюдитизация, цеолитизация, кальцитизация, слабая хлоритизация, вермикулитизация, глауконитизация, присутствуют палыгорскит и см-сл хлорит-гидрослюдистого ряда
	Бакинский горизонт		Лав и туфов околовулканического пояса	Туфобрекчия	30	Серовато-фиолетовая и кирпично-красноватая, белая с розоватым оттенком	Авгит, подчинена роговая обманка	Интенсивная альбитизация
				Туфы	0,1			Сильная цеолитизация, слабая альбитизация
				Несортированный туф	12	Белая		Интенсивная альбитизация, меньше цеолитизация
				Паратуффиты	6	Серовато-белесоватая		Слабая альбитизация
				Ортотуффиты	8	Розовая и коричневая		Интенсивная альбитизация, слабая цеолитизация

сами, так как являются дериватами более кислой магмы. Вторые, т. е. четвертичные, как более основные, несколько изменены.

3. Между степенью изменения туфов и туффитов относительно глубоководной морской фации и их гранулометрическим классом существует обратная, а между степенью изменения и возрастом, а также количественным содержанием собственно осадочного пелитового материала — прямая зависимость. Собственно осадочный материал, как было сказано выше, в зоне аккумуляции оказывает стимулирующее действие на вторичные изменения пирокластики. Кроме того, степень переработки пирокластики зависит от геохимических особенностей бассейна седиментации и климатических условий. Аридный климат, благоприятствуя испарению, повышает солевой режим бассейна, способствуя таким образом более активной переработке пирокластики. К аналогичным выводам можно придти и в отношении вторичных изменений пирокластики озерной фации, правда глубина этих изменений по сравнению с морскими фациями (относительно глубоководными) несколько ограничена.

4. Наиболее благоприятные фации для интенсивной переработки пирокластических пород, вплоть до возможного формирования полезных ископаемых — фации лав и туфов околовулканического пояса и относительно глубоководные морские фации.

5. В начальных стадиях изменения пирокластического материала из глинистых минералов возникает бейделлит, который в дальнейшем трансформируется в зависимости от физико-химических условий среды в гидрослюду или в монтмориллонит. При этом богатая калием морская среда способствует преобразованию бейделлита в гидрослюду через смешанослойные глинистые образования бейделлит-гидрослюдистого ряда, а магний благоприятствует трансформации бейделлита в монтмориллонит через смешанослойные образования бейделлит-монтмориллонитового ряда.

6. Немаловажную роль в процессе преобразования вулканического материала в морской среде играет проницаемость пирокластических пород, с возрастанием которой идет более глубокая и быстрая переработка тефрогенного компонента.

ЛИТЕРАТУРА

Авдусин П. П. Пирокластические осадки в третичном комплексе пород северо-восточного Азербайджана.— Нефт. хоз-во, 1935, № 10.

Азизбеков Ш. А. Вулканические пеплы Азербайджана.— Тр. Ин-та геологии АН Азерб.ССР, т. 13. Баку, 1947.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.

Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. Тбилиси, 1970.

Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М., Сандлер Г. Д. Пирокластические породы морской и континентальной фации антропогена Азербайджана.— В сб.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород, Тбилиси, 1970.

Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М. Литологические особенности и возраст акеринской, сисианской и герюсинской свит юго-восточного склона Малого Кавказа.— ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5.

Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I. М., «Наука», 1968.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. III (История тектонического развития). Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1967.

Green-Kelly K. Identification of montmorillonoids.— Journ. Soil. Sci., 1957, 4, 233—237.

Norin E. Occurence of authigenic illitic mica in sediments of the Central Tyrrhenian sea.— Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1953, 34.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

Ю. Б. ФАЙНЕР, В. А. БОРИСОВ, Ф. М. ГАЙНЦЕВ

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВНЫХ ГОР СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

(на примере горы Большая Тундровая)

Геологические исследования последних лет на западе Средне-Сибирского плоскогорья дали новый обширный материал, существенно изменивший наши представления о геологическом строении этой территории. Большой интерес, в частности, представляют разрезы четвертичных отложений по глубоким колонковым скважинам, позволившие по-новому взглянуть на размеры и характер четвертичного оледенения плоскогорья. В этом отношении особый интерес представляют материалы буровых работ на высоких островных горах, четвертичные отложения которых до настоящего времени совершенно не изучены.

В 1971—72 гг. Красноярская геолого-съемочная экспедиция производила бурение на горе Большая Тундровая. Эта гора расположена в междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок на левобережье крупного притока Енисея — р. Бахта, в 100—150 км севернее границы максимального оледенения. Это — крупная останцовая столообразная возвышенность подковообразной формы, вытянутая с юго-востока на северо-запад на 25 км при ширине от 2,5 до 7,5 км. Она распадается на три несколько изолированных сегмента: западный, центральный и юго-восточный. Площадь ее плоской поверхности, ограниченная горизонталью 500 м, составляет около 70 км², абсолютная высота западного сегмента (гора Айя) — 536 м, центрального — 618 м, юго-восточного — 581 м (рис. 1).

На всех геологических картах и картах четвертичных отложений гора Большая Тундровая отрисована как массив, не покрытый четвертичными отложениями. Даже на «Схеме распространения краевых ледниковых образований на северо-западе Средне-Сибирского плоскогорья» Л. Л. Исаевой (1972) гора Большая Тундровая показана как «...горы в краевых частях ледниковых покровов, не закрывавшиеся льдами...» (стр. 206—207). Естественно, трудно представить, что близко к краевой части оледенения мощность ледникового покрова была настолько велика, чтобы перекрывать такие вершины. Тем большую ценность представляют впервые полученные материалы по разрезу четвертичных отложений на горе Большая Тундровая.

В 1971—1972 гг. на этой горе и у ее подножья было пробурено 8 колонковых скважин. Все они прошли по четвертичным отложениям мощностью от 3 до 91 м. Наиболее интересный материал дал меридиональный профиль из трех скважин в центральном сегменте горы (рис. 2). Описание наиболее полного разреза по скв. 31 приводится ниже:

	Глубина, *м*
1. Торф сфагновый с включением веточек карликовой березы, черники и шишек кедра	0—1,3
2. Суглинок грязно-серовато-зеленый «мусорный». Обломочный материал этого слоя, количество которого незакономерно изменяется по всему слою, составляя от 10 до 80%, представлен щебнем, гравием, галькой и	

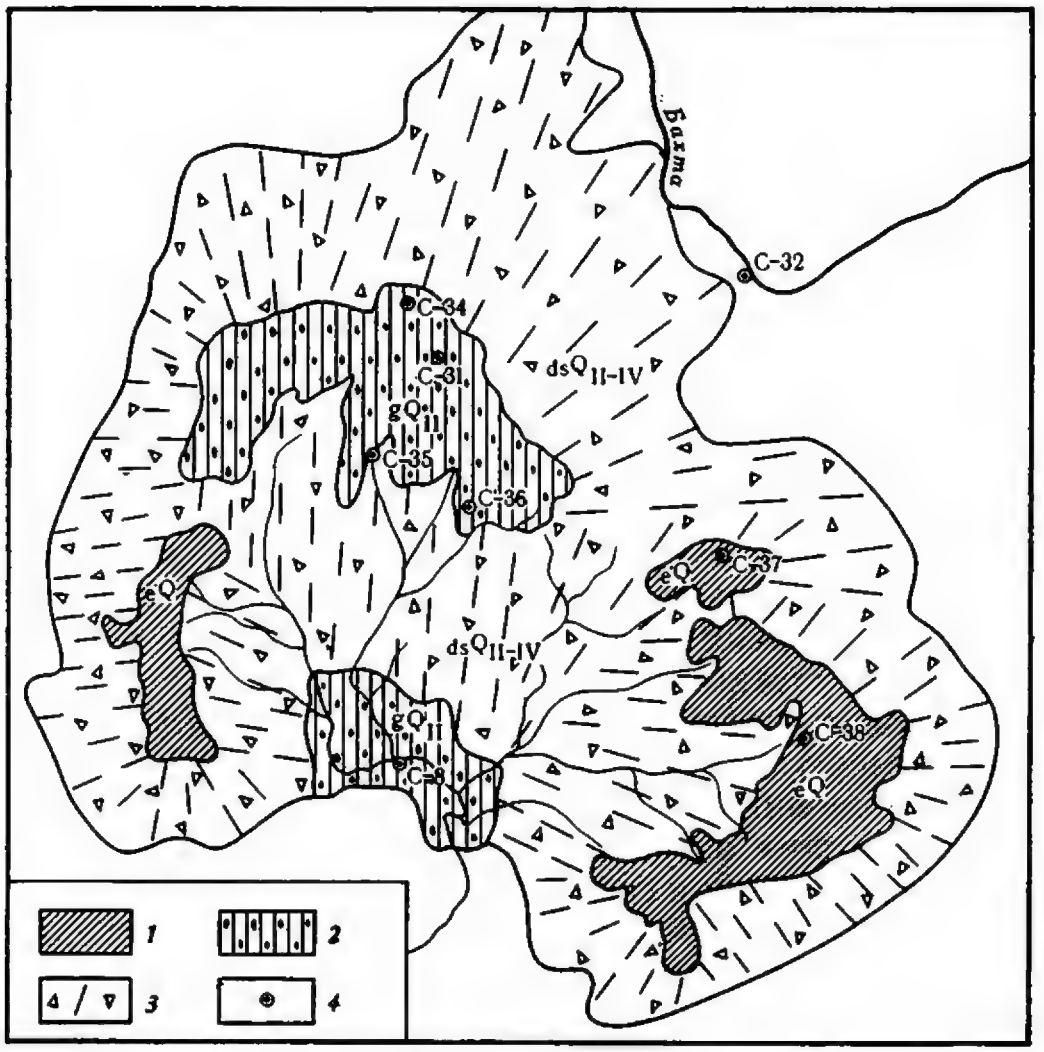


Рис. 1. Четвертичные отложения горы Большая Тундровая

1 — элювий; *2* — ледниковые отложения; *3* — делювиально-солифлюкционные отложения; *4* — колонковые скважины

Глубина, *м*

валунами диаметром до 15 см. Преобладают разнообразные долериты от афанитовых и мелкозернистых до миндалекаменных и пегматоидных, серые известняки, ороговикованные породы, туфы, кварцит, разнообразные песчаники, редко кварц, обломки угля и пестроцветных аргиллитов. Окатанность материала 2 и 3 класса . . . . . 1,3—8,6

3. Песок темно-серый, разнозернистый, слабо глинистый, с галькой 3-4 класса окатанности диаметром до 5 см и редкими валунами диаметром до 12—14 см. Материал преимущественно долеритовый, много кремнистых песчаников, разнообразных туфов, редкие гальки кварца . . . . 8,6—11,0
4. Галечник из плохо- и полуокатанных галек (не выше 3 класса), разнообразных долеритов, песчаников, туфов. Встречаются гальки сильно выветрелого долерита . . . . . 11,0—12,7
5. Суглинок грязно-коричневый «мусорный». Обломочный материал представлен в основном хорошо окатанной галькой долеритов и песчаников 12,7—14,2
6. Песок темно-серый, аналогичный слою 3 . . . . . 14,2—17,5
7. Суглинок коричневато-зеленый «мусорный». Обломочный материал, составляющий до 40% породы, представлен гравием и гальками 1-2, редко 4 класса окатанности разнообразных долеритов и туфов. В меньшем количестве присутствуют известняки, песчаники, пестроцветные аргиллиты, уголь, сланцы. Встречаются маломощные линзы гравия. К забою окраска суглинков приобретает красновато-коричневые оттенки . . . . . 17,5—33,4
8. Глинистая кора выветривания долеритов со следами слабого перемещения . . . . . 33,4—39,4
9. Невыветрелые долериты.

Разрез отложений ледникового комплекса по скв. 34 и 36, пробуренным на севере и юге горы Большая Тундровая, полностью повторяет вышеописанный. Как и в скв. 31, два горизонта морены разделены пачкой песчано-галечных пород с маломощным моренным прослоем. Повторяется и минералогический состав обломочного материала. По-прежнему наряду с местными породами встречается типично аллохтонный материал — известняки силура, девонские пестроцветные аргиллиты, хорошо окатанные гальки кварца и кварцита. Морена залегает на глинистой коре выветривания долеритов (скв. 36) или туфов (скв. 34). Верхняя часть коры выветривания слабо смещена по склону.

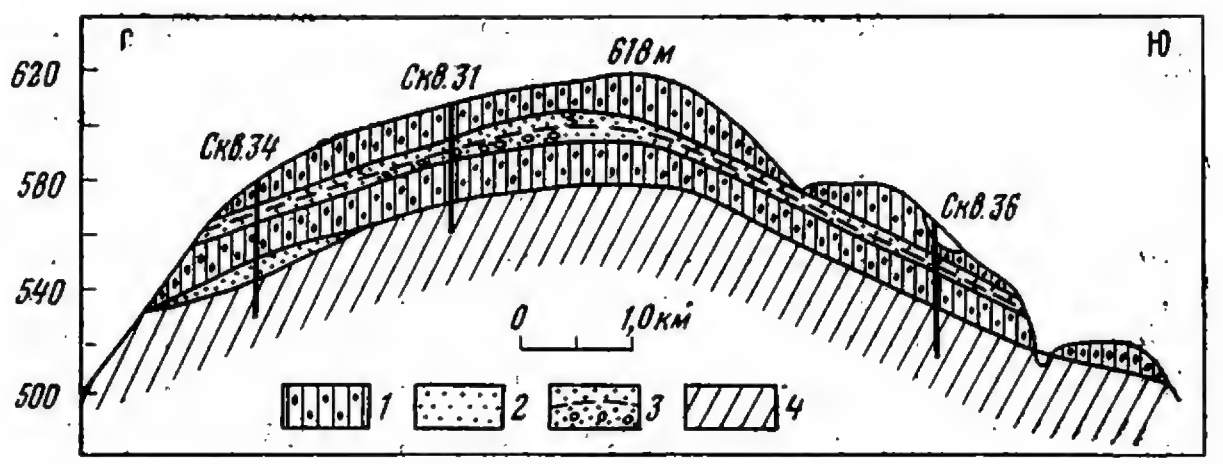


Рис. 2. Разрез ледниковых отложений горы Больщая Тундровая

1 — моренные суглинки; *2* — пески; *3* — прослой моренных суглинков в песках; *4* — дочетвертичные породы

Совершенно иной разрез пройден скв. 35 в 2 км юго-западнее центральной вершины, в истоках одного из притоков р. Аяхта. Скважина пробурена всего в нескольких метрах от склона и прошла по грязно-зеленовато-серым щебнистым суглинкам, к забою переходящим в дресвяные супеси. Общая мощность разреза 16 м. Обломочный материал почти нацело состоит из среднезернистых долеритов с незначительной примесью галек известняков, песчаников и выветрелых аргиллитов. У подошвы супеси обогащены обломками коры выветривания долеритов. На забое — неизмененные среднезернистые долериты.

Скв. 37 и 38 в юго-восточной части горы прошли по делювиально-солифлюкционным дресвяно-щебенчатым суглинкам мощностью до 13,7 м. Их обломочный материал составлен нормальными трактолитовыми оливиновыми долеритами. Эти же, не затронутые выветриванием, долериты залегают и в подошве суглинков.

Маршрутные исследования на горе Айя показали, что поверхность ее также покрыта маломощными делювиально-солифлюкционными суглинками. Здесь широко развиты процессы современного морозного выветривания, многочисленны очень крупные трещины отседания, заполненные щебнем долеритов.

Таким образом, на горе Большая Тундровая существуют генетически разнородные и разновозрастные четвертичные отложения. Одни созданы деятельностью ледника (скв. 31, 34, 36), другие — мерзлото-солифлюкционными процессами (скв. 35, 37, 38).

Обломочный материал морены состоит как из местного (крупнозернистые долериты, туфы, пермские песчаники, аргиллиты и угли), так и аллохтонного материала (силурийские известняки, девонские и карбоновые песчаники, девонские пестроцветные аргиллиты, кварц, кварцит, роговики). Он имеет сходный минералогический состав с мореной скв. 32, пробуренной в долине р. Бахта у подножья горы и скв. 7,

Таблица

Минералогический состав моренных суглинков (фракция 0,25—0,01 мм), %

№ скважины	Интервал опробования, м	Предполаг. возраст	Ильменит, магнетит	Лейкоксен+рутил	Группа эпидота	Зеленая роговая обманка	Моноклин, пироксен	Циркон	Гранат	Кварц	Полевой шпат	Обломки пород
31	1,3—2,1	$Q_{II}tz$	12,1	—	0,2	0,4	86,3	—	—	8,8	88,8	1,7
31	2,5	То же	15,1	—	3,5	3,1	77,2	0,2	—	17,7	76,8	1,3
31	2,7	»	20,7	1	—	1,2	76,5	+	0,6	26,0	72,0	5,7
31	4,0	»	17,5	—	—	1,0	81,5	+	+	32,3	67,7	+
31	13,7	»	22,0	—	—	2,0	76,0	+	+	40,0	59,0	1,0
31	18,0	$Q_{II}sm$	14,1		2,2	3,5	74,8	1,2	0,2	24,6	72,8	2,2
31	22,8	То же	28,8	+	—	+	66,0	2,0	2,0	35,9	63,4	0,7
31	24,5	»	17,2	—	0,8	+	81,0	1	+	40,0	60,0	+
31	25,2	»	15,0	—	1,5	—	82,0	1,5	+	34,5	64,5	1,0
31	27,5	»	22,0	+	+	+	73,0	0,5	—	30,0	70,0	—
31	29,6	»	20,2	1,2	+	+	75,5	2,5	0,6	26,8	73,2	+
36	10,0	$Q_{II}tz$	4,0	—	3,0	2,0	88,8	0,2	0,4	14,0	84,3	0,7
36	14,9	То же	19,0	0,4	6,4	3,0	70,0	0,4	—	17,2	69,4	11,6
36	16,7	$Q_{II}sm$	33,4	0,1	8,2	1,2	65,6	0,4	0,3	8,0	83,5	6,7
36	19,0	То же	18,7	—	1,6	2,5	75,0	—	—	18,9	77,5	1,7
36	20,0	»	23,7	0,4	9,6	0,8	63,8	0,9	0,1	9,4	82,5	5,3
32	25,0	$Q_{II}sm$	14,8	—	0,7	0,7	81,3	1,4	+	28,0	71,2	—
7 р. Хурич[illegible]		То же	2,6	—	3,4	2,1	88,0	—	—	19,0	73,0	4,8
4 р. Сухая Бахта (низовье)		$Q_{II}sm$	24,7	—	1,0	1,3	68,0	3,5	1,0	72,5	27,5	+
р. Бол. Варламовка		$Q_{II}tz$	7,3	0,3	1,0	1,6	87,4	1,6	—	82,0	17,1	—
Бахтинский яр		$Q_{II}sm$	сл.	—	2,1	0,9	6,5	—	1,5	66,0	3,8	4,8
Бахтинский яр		$Q_{II}tz$	1,0	—	20,4	2,5	22,0	0,1	1,2	87,5	2,5	6,8

пробуренной в долине р. Хуричи (таблица). Это может указывать на единые источники сноса обломочного материала.

Мы считаем, что разрез ледниковых отложений горы Большая Тундровая идеален для изучения состояния ледникового покрова на западе плоскогорья в эпоху среднечетвертичного оледенения. Этот останец находится близко к южной границе максимального оледенения и на 250—350 м возвышается над окружающим плато. Так как его плоская поверхность находилась близко к поверхности ледникового покрова, то любые колебания климата, сопровождавшиеся изменением мощности ледника, отражались на характере четвертичных отложений. Два горизонта морены, разделенные водными осадками с маломощным моренным прослоем, отражают две эпохи похолодания, разделенные эпохой потепления.

Как видно на рис. 3, разрез ледниковых отложений горы Большая Тундровая хорошо сопоставляется с разрезом внутриледникового бассейна Дулькуминской депрессии в краевой части оледенения. Наблюдаются те же три горизонта моренных суглинков и два межморенных прослоя. Разница лишь в том, что в Дулькуминской депрессии общая мощность осадков в 2-3 раза больше, а межморенные слои представлены ленточными глинами, что легко объясняется условиями осадконакоп-

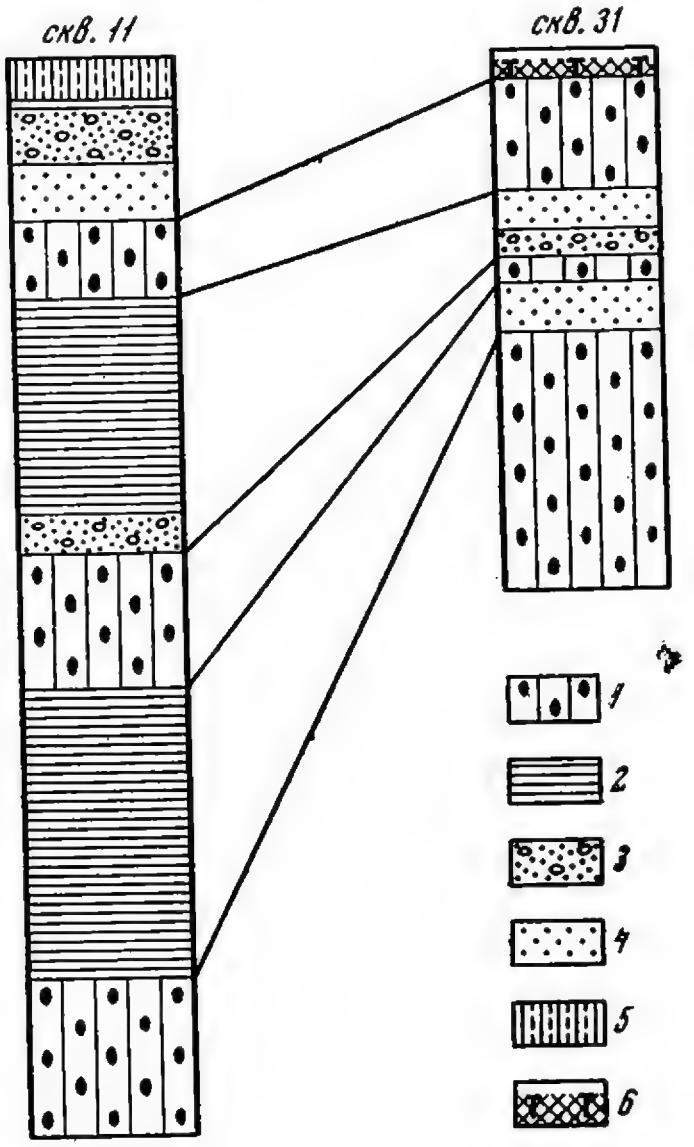


Рис. 3. Сопоставление разрезов ледниковых отложений горы Большая Тундровая (скв. 31) и Дулькуминской депрессии (скв. 11)

1 — моренные суглинки;
2 — ленточные глины;
3 — пески с гравием и галькой;
4 — пески;
5 — супеси;
6 — торф

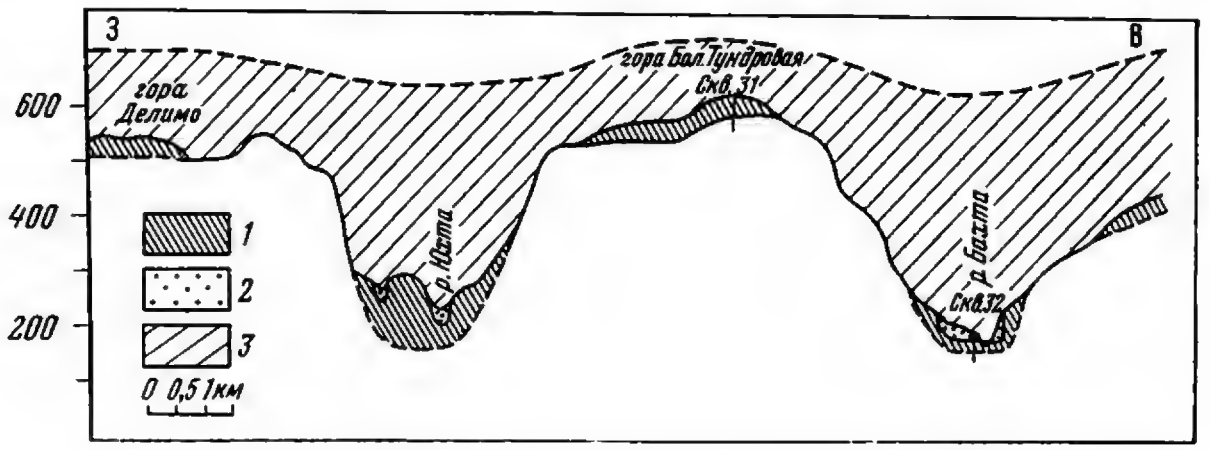


Рис. 4. Гляциоморфологический разрез

1 — ледниковые отложения;
2 — современный аллювий;
3 — ледниковый покров

ления. Можно предположить, что такая сходная ритмичность связана с одновозрастностью отложений.

Итак установлено, что гора Большая Тундровая по крайней мере дважды покрывалась ледником. Однако было ли это двумя фазами самаровского оледенения или верхний горизонт морены отвечает тазовскому оледенению, неясно.

Как показали маршрутные исследования и дешифрирование аэрофотоснимков, в пределах Юктинского трога развиты аккумулятивные гряды, степень сохранности которых соответствует сохранности ледниковых микроформ тазовского оледенения. Можно было бы допустить, что к тазовскому времени относится и верхняя пачка моренных суглинков на горе Большая Тундровая, тем более, что в ее основании находится 4-метровый аллювий, который можно отнести к ширтинскому времени. Однако, здесь существует ряд противоречий, которые не позволяют нам однозначно решить этот вопрос.

По данным таблицы видно, что минералогически ледниковые отложения горы Большая Тундровая довольно однородны. В целом, для них характерно сравнительно невысокое содержание кварца (8,8—40,0%) и очень большое количество полевого шпата (59,0—88,8%), что отвечает трапповой провинции питания. Это отличает их от ледниковых отложений Приенисейской полосы Средне-Сибирского плоскогорья. Здесь содержание минералов легкой фракции находится в обратной зависимости: кварца 66,0—87,5%, полевого шпата 2,5—27,5%, что соответствует мезозойской провинции питания.

В пользу разновозрастности двух моренных пачек как будто говорит спорово-пыльцевой анализ из ледниковых отложений скв. 31, проведенный Н. Р. Филатовой. В обычном для моренных суглинков смешанном, очень неустойчивом комплексе спор и пыльцы выделяются переотложенные мезозойские (юрские и позднемеловые) и пермские комплексы, составляющие до 44,5% от общего состава спор и пыльцы. Самое интересное заключается в том, что эти переотложенные комплексы встречены только в интервале 2,7—12,7 м, т. е. в верхнем горизонте морены и пачке аллювия. На глубине 13,7 м встречено всего два зерна Leiotriletes sp., а на глубине 21 и 22, 8 м — по одному зерну Podocarpus sp. Ранее большое количество переотложенных спор и пыльцы было отмечено Н. Р. Филатовой и А. И. Стрижовой в Приенисейской части платформы, в основном в отложениях тазовской морены и ширтинского межстадиала.

Таким образом, с одной стороны устанавливается единый минералогический состав, следовательно, единые источники сноса. С другой — наполненность переотложенными спорами и пыльцой только верхних горизонтов, что указывает на различные источники сноса. Такое противоречие можно объяснить лишь тем, что гора Большая Тундровая расположена на границе двух ледниковых лопастей — Приенисейской и Средне-Сибирской. Обогащенная галькой бокситов песчаная морена одного из языков Приенисейской лопасти прослеживается в подошве горы — в Юктинском троге и далее на юг в долинах Аяхты, Нанты, Тынепа до водораздела Сухой Бахты и Хитекита. На западе Средне-Сибирского плоскогорья бокситовая галька повсеместно встречается вместе с кварцевой и чаще всего в водно-ледниковых осадках или морене тазовского оледенения. Принос этой гальки мы также связываем с Приенисейской лопастью, которая двигалась с северо-запада по правобережью Енисея вдоль уступа Средне-Сибирского плоскогорья. Здесь же ледник и обогатился мезозойским материалом.

Ледниковые отложения на горе Большая Тундровая не являются исключением для высоких поверхностей этой части Средне-Сибирского плоскогорья. Моренные суглинки были обнаружены на горе Малая Тундровая (высота 573 м). Хорошо окатанные гальки разнообразных пород найдены на горе Чувакан (442 м) и на многих других плосковерхих останцах, высотой более 400 м. На ряде высоких поверхностей бассейнов рек Бахта и Учами ледниковых отложений нет, зато хорошо выражены экзарационные формы.

Экзарация в присклоновых частях и интенсивный плоскостной смыв должны быть особенно характерны для островных гор. Как известно, при деградации покровного оледенения в первую очередь омертвевают массы льда высоких водоразделов. Последующее таяние мертвого льда сопровождается размывом ледниковых отложений. В нашем случае этот размыв должен быть очень интенсивным, так как поверхность горы на 250—350 м выше окружающего плато. Поэтому, ледниковые отложения могут сохраниться только в центральных, наиболее плоских и удаленных от склонов частях островных гор. С небольших останцов ледniko-

вый покров может быть снесен полностью, как это получилось на горе Айя, а возможно, и восточной части горы Большая Тундровая. Оголенные таким образом поверхности подвергаются морозному выветриванию, а делювиально-солифлюкционные процессы смещают этот материал по склонам.

В скв. 8, пробуренной в основании южного склона горы Большая Тундровая — в Аяхтинской котловине, беспорядочно перемешаны ледниковые и склоновые отложения общей мощностью 91 м. Вероятно ледник, перевалив гору, разгрузил в Аяхтинской котловине массу обломочного материала, заполнив ее за одну стадию оледенения. В дальнейшем ледниковые отложения перекрывались склоновыми. Отличить все эти генетически разнородные образования друг от друга очень трудно.

Ледниковые отложения горы позволяют нам определить лишь минимальную мощность ледникового покрова в этой части Средне-Сибирского плоскогорья. Разница гипсометрического положения подошвы морены в скв. 32 и кровли ледниковых отложений на горе Большая Тундровая составляет 493 м. В литературе нет сведений, позволяющих восстановить мощность ледникового покрова по мощности морены, которая им оставлена. Тем более, что первичную мощность морены восстановить невозможно, ибо она неоднократно размывалась. Нам остается только предположить, что поверхность льда в этом районе имела абсолютные отметки не менее 700 м.

Гора Большая Тундровая находится на борту крупного трога (см. рис. 4), ширина которого в верхней части 7—10 км, в основании 3—5 км, длина 18 км. Подошва трога имеет абсолютные отметки на уровне 130—150 м, что определяет его глубину в 350—400 м. Подобные троги служили основными путями движения ледниковых языков. Для образования таких крупных трогов в равнинной части Средне-Сибирского плоскогорья близко к краевой части оледенения нужны очень большие мощности льда. Масса льда, не вмещаясь в троговых долинах, перекрывала все окружающее пространство и, соединяясь с соседними ледниковыми языками, образовала единый покров.

В гляциоморфологическом разрезе горы Большая Тундровая (рис. 4) отразились две стадии покровного среднечетвертичного оледенения и одна осцилляция, что, вероятно, характерно для всего Средне-Сибирского плоскогорья. Об этом можно судить по сходству разрезов четвертичных отложений горы Большая Тундровая. Дулькуминской и Приенисейской депрессий. Маломощный прослой моренных суглинков в толще водных осадков горы мы сопоставляем с варламовскими слоями С. А. Архипова и О. В. Матвеевой (1964), выделенными ими по глубоким скважинам и обнажениям в долине р. Енисей.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Тр. ГИНа, вып. 30. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Новосибирск, «Наука», 1964.

Исаева Л. Л. Краевые ледниковые образования северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья.— В сб.: Краевые образования материковых оледенений. М., «Наука», 1972.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

В. А. СЕЛИВАНОВ

ОБ ОСНОВНЫХ ЭТАПАХ НОВЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАНСКО-ТАСЕЕВСКОЙ ВПАДИНЫ

К истории вопроса. Центральная часть Канско-Тасеевской впадины долгое время изучалась на предмет поисков полезных ископаемых (бурых углей, соли, нефтегазоносности). Вопросам стратиграфии четвертичных отложений и формирования рельефа уделялось мало внимания.

Из очень небольшого количества работ, посвященных этим вопросам, следует отметить работы С. П. Горшкова, в которых впервые выделяются на низких водоразделах озерные и аллювиальные отложения среднеплейстоценового возраста и намечаются три главных этапа развития рельефа Канско-Тасеевской впадины: верхнемеловой-палеогеновый-нижненеогеновый, верхненеогеновый-нижнечетвертичный и среднечетвертичный. В работе М. Н. Алексеева и др. (1966), на основании определения абсолютного возраста древесины, фаунистических и палинологических данных, дается стратиграфическое обоснование четвертичных отложений Сибирской платформы и выделяется шесть этапов регионального проявления размывов[1]: 1) в основании антропогена, 2) между средним и верхним эоплейстоценом, 3) перед самаровским оледенением, 4) в казанцевское время, 5) в каргинское время и 6) в начале голоцена.

В связи с длительностью континентального развития центральной части Канско-Тасеевской впадины (с мезозоя), незначительной мощностью четвертичных отложений, преобладанием процессов денудации над аккумуляцией и малым количеством фаунистических и палинологических определений, возникают значительные трудности при расшифровке формирования рельефа исследуемой части впадины. Если возраст молодых форм рельефа может быть определен по коррелятивным отложениям, то для более древних эрозионно-денудационных форм в работе была использована методика составления возрастных карт и комплексных геолого-геоморфологических профилей (Костенко, 1961, 1964, 1967). Ниже приводится анализ вертикального расчленения рельефа по данным комплексных геолого-геоморфологических профилей.

Данная работа написана на основании материалов инженерно-геологических исследований, проведенных в 1969—70 гг. Кафедрой грунтоведения и инженерной геологии Геологического факультета МГУ, в которых автор принимал непосредственное участие.

Методика составления комплексных профилей. Эти профили сочетают геологические и орографические данные, а также позволяют сопоставить современные возвышенности и впадины с тектоническими структурными формами. Комплексные профили облегчают корреляцию значительно удаленных друг от друга одновозрастных врезов крупных транзитных рек и представляют взаимно связанную систему продольных и поперечных сечений поднятий и впадин исследованного региона (рис. 1).

---

[1] Наименование размывов и их датировка даны по М. Н. Алексееву и др. (1966).

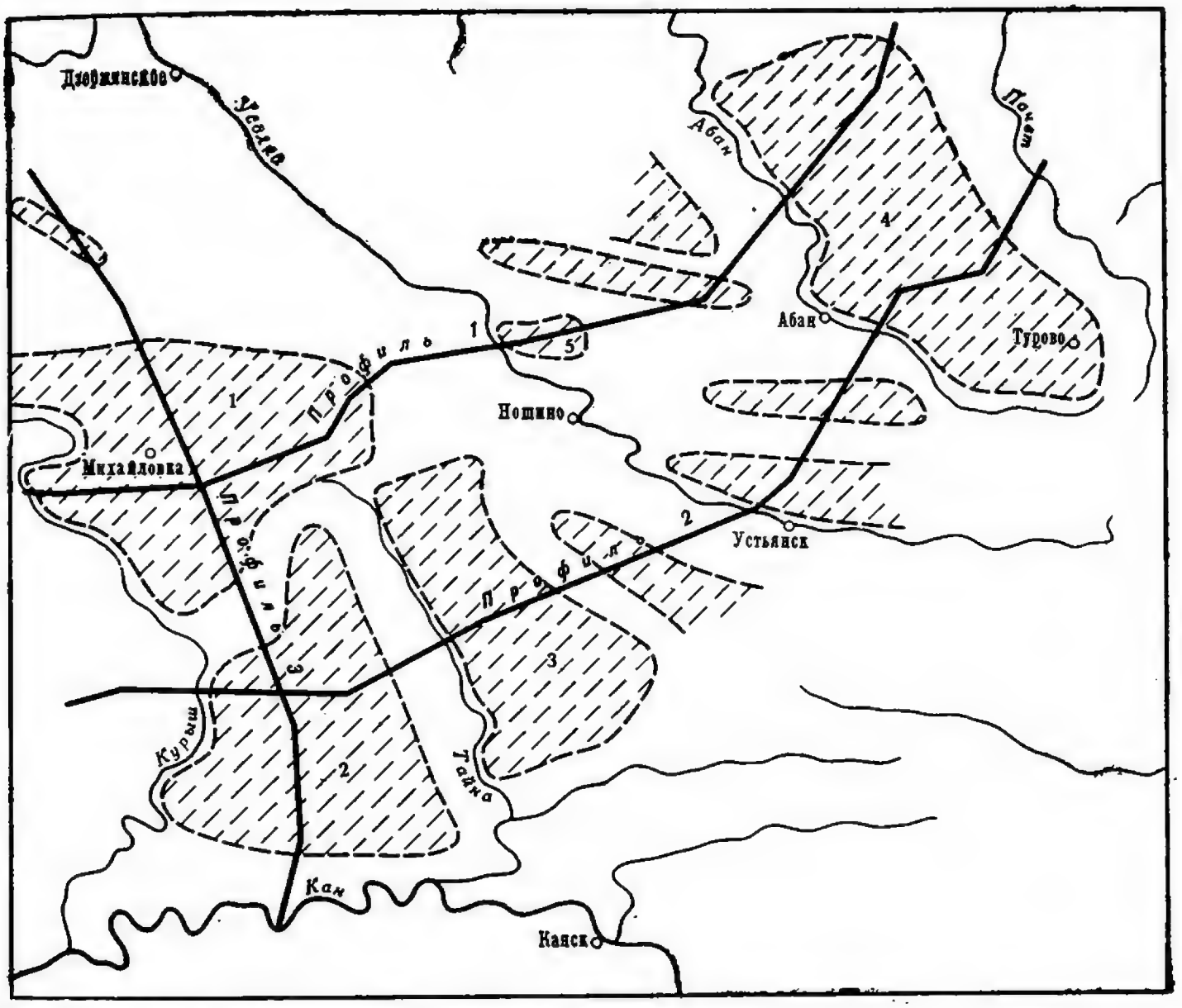


Рис. 1. Главные возвышенности (поднятия)

1 — Северо-Александровское; 2 — Белоярское; 3 — Тайшинское; 4 — Туровское; 5 — Курайское

Продольные профили закладывались параллельно, а поперечные — вкрест простиранию орографических и (по возможности) структурных форм, т. е. они проходили по основным водоразделам центральной части Канско-Тасеевской впадины или пересекали (вкрест простиранию) ее главные возвышенности и долины. Выбор места проведения геолого-геоморфологических профилей, кроме структурного фактора, определялся также степенью сохранности фрагментов склонов и днищ региональных врезов. Это вызывает необходимость тщательного дешифрирования топокарт и аэрофотоматериалов исследуемого региона.

Основная цель построения профилей заключалась в выделении этапов расчленения — эрозионно-денудационных врезов. Как было установлено, количество региональных врезов в картируемых долинах повторялось в соседних, равноценных долинах, хотя их параметры (глубина и ширина вреза) отличались. Сравнительный анализ систем взаимосвязанных цикловых врезов в пределах одного бассейна позволил выявить влияние новейших деформаций на гипсометрическое положение днищ врезов. Сопоставление разновозрастных врезов контролировалось взаимной увязкой серии продольных и поперечных профилей.

Сравнение морфологии врезов и их пространственного положения по отношению к структурным формам позволило выяснить наличие в большинстве случаев генетических связей между строением и формами рельефа. Наибольшее значение имело определение соответствия речных долин тектоническим впадинам или ослабленным зонам разрывов и дробления, а также ряд других особенностей новейшего строения рельефа

(в частности, перекосы и асимметрия речных долин, наклоны поверхностей водоразделов и др.).

Геоморфологическая часть профиля строилась с искажением вертикального масштаба с целью более резкого разграничения склонов с различными уклонами и выделения разновозрастных врезов (рис. 2). В платформенных условиях при малых углах падения пород (первые градусы) геологическую часть профиля пришлось строить с небольшим искажением вертикального масштаба. Горизонтальный масштаб геологической и геоморфологической частей на выполненных профилях совпадает, что необходимо для удобства сопоставления отдельных элементов внутреннего и внешнего строения. При построении профилей принималось общее основание отсчета, соответствующее положению главных базисов денудации — дну главных транзитных рек. Это позволяет сравнивать глубину расчленения основных водоразделов Канско-Тасеевской впадины и степень отставания эрозии в различных долинах рек (см. профили, где нерасчлененная часть горных массивов заштрихована).

Для исследования рельефа водоразделов и их региональных наклонов большой интерес представляет изучение зоны плоскостной денудации. Определение в ее пределах характера расчленения дает возможность восстановить древние выровненные поверхности и уточнить тип ее деформаций. Резкие изменения характера расчленения зоны плоскостной денудации позволяют предположительно наметить разрывы и участки значительного дробления пород для их последующей проверки в поле.

Изучение миграции рек (Курыш, Тайна, Усолка и др.) в пределах долин — впадин позволило установить неравномерное воздымание обрамляющих ее возвышенностей и, как следствие,— перекосы сопредельных впадин. Сопоставительная линия, которая соединяет середину реконструированных врезов, дает представление о характере смещения во времени и пространстве центральной части долины.

Эта методика использовалась, главным образом, для горных районов, но опыт показывает возможность ее применения и в пределах равнин платформенных областей. Основные отличия геолого-геоморфологических условий Канско-Тасеевской впадины от таковых горных районов — слабая расчлененность и небольшие мощности четвертичных отложений во впадинах.

Региональное описание рельефа и четвертичных отложений по данным системы профилей. В качестве примера рассматриваются два поперечных и один продольный профили (см. рис. 1). Поперечные комплексные геолого-геоморфологические профили начинаются с предгорьев Енисейского кряжа (западного борта Канско-Тасеевской впадины), проходят в направлении с юго-запада на северо-восток и пересекают основные речные долины региона (реки Курыш, Тайна, Усолка и Почет) и их водоразделы. Продольный профиль проходит в меридиональном направлении по Северо-Александровскому и Белоярскому поднятиям — водоразделу рек Курыш и Тайна.

Поперечный профиль, идущий в направлении с юго-запада на северо-восток, начинается от р. Курыш, проходит по Северо-Александровскому поднятию и пересекает долины рек Усолка, Абан, Апан и их водоразделы.

Северо-Александровское поднятие (1; см. рис. 2*I*) — положительная структурная форма, развивающаяся в пределах Шаташско-Михайловского валообразного поднятия. Четвертичные отложения представлены здесь только элювиально-делювиальными образованиями покровного типа, мощность которых не превышает 5—7 м. Наклон зоны плоскостной денудации определяет свод поднятия, который несколько смещен в юго-западном направлении по отношению к своду древней антиклинали.

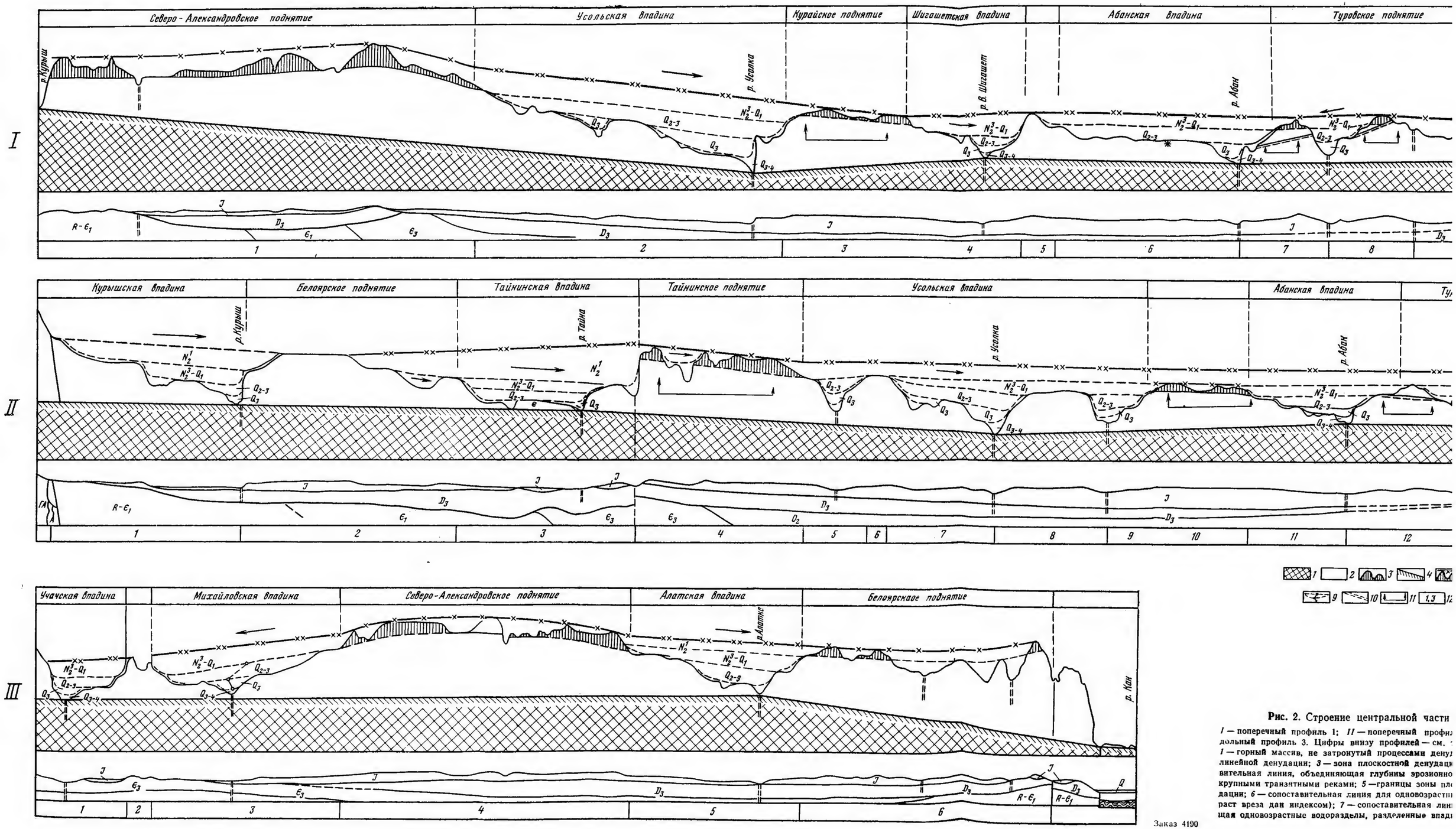
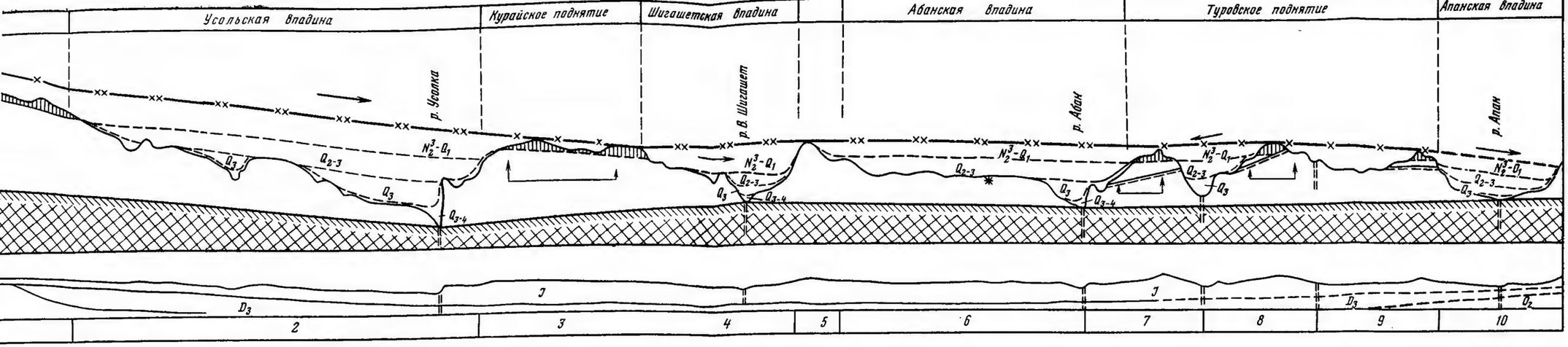
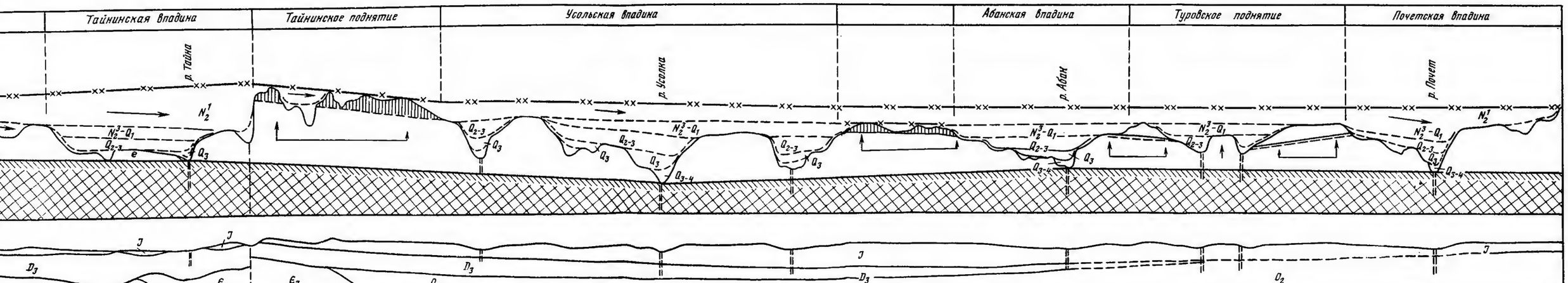


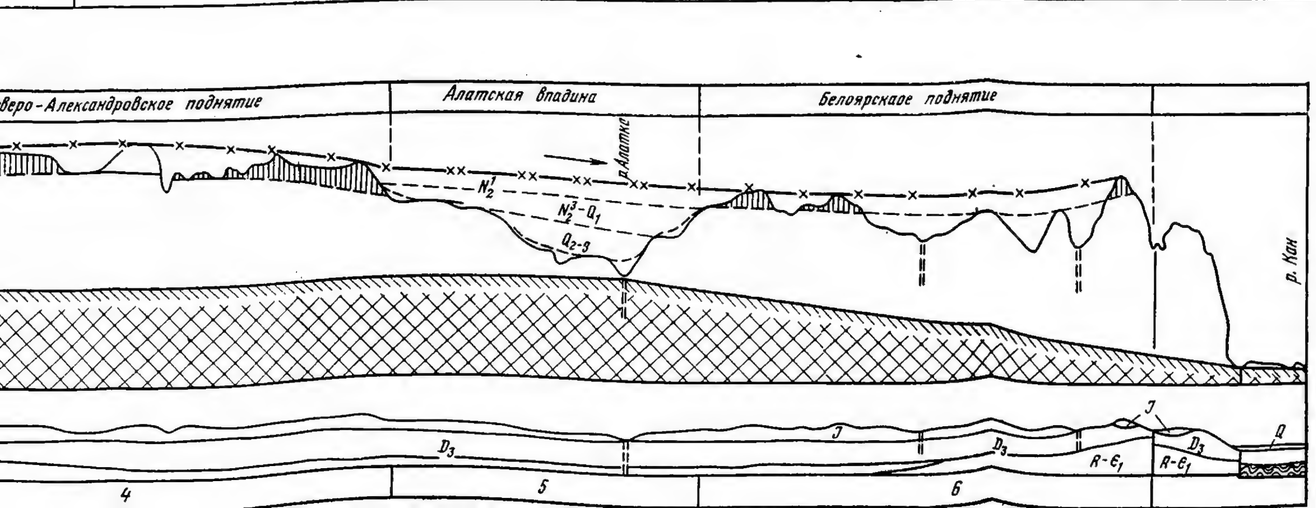
Рис. 2. Строение центральной части

I — поперечный профиль 1; *II* — поперечный профи
дольный профиль 3. Цифры внизу профилей — см.
1 — горный массив, не затронутый процессами дену
линейной денудации; *3* — зона плоскостной денудаци
вительная линия, объединяющая глубины эрозионно
крупными транзитными реками; *5* — границы зоны пл
дации; *6* — сопоставительная линия для одновозрастн
раст вреза дан индексом); *7* — сопоставительная лин
щая одновозрастные водоразделы, разделенные впад

Заказ 4190







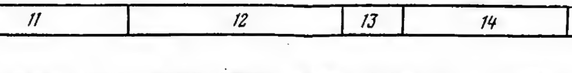


Рис. 2. Строение центральной части Канско-Тасеевской впадины и региональные врезы транзитных рек

I — поперечный профиль 1; *II* — поперечный профиль 2; *III* — продольный профиль 3. Цифры внизу профилей — см. текст

1 — горный массив, не затронутый процессами денудации; *2* — зона линейной денудации; *3* — зона плоскостной денудации; *4* — сопоставительная линия, объединяющая глубины эрозионного расчленения крупными транзитными реками; *5* — границы зоны плоскостной денудации; *6* — сопоставительная линия для одновозрастных врезов (возраст среза дан индексом); *7* — сопоставительная линия, объединяющая одновозрастные водоразделы, разделенные впадинами; *8* — разрывы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые по геологическим данным, *в* — предполагаемые по геоморфологическим данным; *9* — сопоставительная линия, соединяющая середины реконструированных врезов; *10* — граница подошвы отложений бородинской свиты средней юры; *11* — направление вертикальных движений (качественная характеристика); *12* — структурные формы, выделенные на основании сравнительного анализа материала профилей; *13* — места находки фауны; *14* — места находки древесины; *15* — направление миграции рек при перекосе долины

Заказ 4190

К Северо-Александровскому поднятию примыкает Усольская впадина (2; см. рис. 2*I*). В ее пределах отчетливо выделяются четыре региональных вреза (и намечается пятый). Выделенные в пределах этой впадины эрозионно-денудационные врезы прослеживаются по всей исследованной территории. Четвертичные отложения отмечаются только для первых трех молодых врезов (Q_{III-IV}, Q_{III} и Q_{II-III}). Отложения самого молодого вреза представлены различными фациями аллювия I, II и III надпойменных террас р. Усолка. Для второго, верхнеплейстоценового вреза, характерен комплекс отложений озерно-аллювиального генезиса. В основном, это — суглинки и глины светло-бурого цвета с мелкой галькой и щебнем, реже пески разнозернистого и крупнозернистого состава. Мощность отложений не превышает 7—10 м. Возраст их условно считается верхнеплейстоценовым, исходя из соотношений с фаунистически датированными средне-верхнеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями и каргинским (Q_{III}^3) аллювием III надпойменной террасы рек Усолка и Абан. Озерно-аллювиальные образования средне-верхнеплейстоценового вреза представлены суглинками и глинами буровато-серых тонов, которые резко фациально замещаются песками и супесями. Средняя мощность этих отложений 5—7 м. Строение Усольской впадины асимметричное. Асимметрия обусловлена неравномерностью воздымания ее склонов. Рост Северо-Александровского поднятия, по-видимому, связан с интенсификацией движений всего горного обрамления Канско-Тасеевской впадины, а в данном регионе — Енисейского кряжа.

Небольшой наклон зоны плоскостной денудации на Курайском поднятии (3; см. рис. 2*I*) позволяет думать, что это, вероятно, отдельный блок, наклоненный в северо-восточном направлении и ограниченный разрывами и зонами дробления. Последние представляют собой наиболее ослабленные зоны, которые избирательно разрабатываются долинами рек В. Шигашет и Усолка. Асимметрия Шигашетской впадины (4; рис. 2*I*) косвенно подчеркивает новейший перекос Курайского поднятия.

Абанская впадина (6; рис. 2*I*) в структурном и орографическом отношении является центром Канско-Тасеевской впадины. Ее развитие шло в довольно спокойных условиях до начала верхнего плейстоцена. В это время здесь накапливались значительной мощности, для данного района, озерно-аллювиальные отложения (до 25, а в среднем 12—15 м). Для долины р. Абан характерен двучленный разрез этой толщи. Сверху лежат суглинки, реже глины серых тонов, с неясной горизонтальной слоистостью, иногда фациально замещающиеся на болотные отложения. Нижняя часть разреза представлена супесями и песками серых тонов тонкозернистого и среднезернистого состава. Их возраст определяется как средне-верхнеплейстоценовый на основании находок зуба Mammuthus primigenius Blum. (И. А. Дуброво) и абсолютного возраста древесины (с глубины 23—24 м) 37 100±1200 лет (возраст занижен, т. к. древесные остатки отбирались из керна через несколько месяцев после проходки скважины). В верхнем плейстоцене наблюдается общий быстрый подъем территории, и, как следствие, резкое (в семь раз) сокращение впадины. В дальнейшем р. Абан только разрабатывает ослабленную зону дробления, ограничивающую Туровское поднятие.

Северо-восточнее Абанской впадины расположено Туровское поднятие, которое состоит из трех основных блоков (7, 8, 9; см. рис. 2*I*), разделенных небольшими впадинами. В последних накапливались маломощные четвертичные отложения. Из них наибольший интерес представляют озерно-аллювиальные образования средне-верхнеплейстоценового возраста, отличающиеся преимущественно песчаным составом. Это — пески мелко- и среднезернистые, иногда с прослоями гальки, горизонтальнослоистые. Отложения бородинской свиты средней юры указыва-

ют на наличие разрывных нарушений со смещением между блоками, которые происходили в послеюрское время. Характер строения рельефа позволяет предполагать унаследованное развитие движений по этим блокам. Сравнение обобщенных очертаний блоков по фрагментам водораздельной выровненной поверхности устанавливает наличие весьма пологого изгиба. Выделенные блоки соответствуют крыльям и сводовой части новейшего изгиба. Реки этого региона приурочены к крыльям Туровского поднятия. Их конкретное заложение, судя по положению бородинской свиты средней юры, предопределено разрывами и зонами дробления.

Поперечный профиль 2 проходит параллельно профилю 1, располагаясь несколько южнее и пересекает систему поднятий и впадин, показанных на профиле (см. рис. 2). На этом профиле во всех долинах рек (Курыш, Тайна, Усолка, Абан и Почет) отчетливо намечаются уже пять эрозионно-денудационных врезов. Это связано с тем, что профиль пересекает главные водоразделы, на которых выделяется древнейший раннеплиоценовый врез. Его возраст дается по аналогии с сопредельными регионами.

Курышская впадина (1; см. рис. 2*II*) имеет асимметричное строение, пять четко выраженных региональных врезов и отделяется от предгорий Енисейского кряжа древним разломом. Четвертичные отложения в пределах этой впадины представлены комплексом фаций аллювия I и II надпойменных террас р. Курыш. Они соответствуют в долине Кана аллювию высокой поймы и I надпойменной террасы, т. е. голоцену — верхнему плейстоцену. Новейший перекос Курышской впадины и сопряженного склона Белоярского поднятия позволяет предполагать подновление этого разлома в новейшее время (N—Q).

Белоярское поднятие (2; см. рис. 2*II*) на данном профиле выражено менее четко в связи с тем, что профиль пересекает погружение этой структурной формы. Обращает на себя внимание асимметрия поднятия с крутым юго-западным и пологим северо-восточным склонами. Здесь, на погружении, резко сокращается степень расчленения водораздела, в пределах которого сохранилась древняя (дочетвертичная) поверхность.

Развитие Тайнинской впадины (3; см. рис. 2*II*) проходило в аналогичных условиях с Курышской — здесь также наблюдается перекос долины и те же пять эрозионно-денудационных врезов. Тайнинская впадина выполнена четвертичными отложениями средне-верхнеплейстоценового возраста. Они отличаются более глинистым составом и большим количеством растительного детрита. Склоны долины резко отличны. Юго-западный склон — пологий, осложнен долинообразными понижениями, которые представляют следы миграции р. пра-Тайна. Северо-восточный склон — очень крутой и, по-видимому, осложнен блоком, который ограничен зонами предполагаемых разломов (западный устанавливается предположительно по геоморфологическим данным). Яркая морфологическая выраженность разрывов в рельефе, по всей вероятности, обусловлена новейшими подвижками, по крайней мере по разрыву, который ограничивает западный склон Тайнинского поднятия.

Тайнинское поднятие (4; см. рис. 2*II*), разделяющее Тайнинскую и Усольскую впадины, окончательно сформировалось к началу юрского периода. В течение новейшего этапа Тайнинское поднятие испытывало устойчивое воздымание, в результате которого возникла одноименная возвышенность, ограниченная с запада упомянутым выше разломом. Древняя водораздельная поверхность имеет значительный перекос в северо-восточном направлении. На это указывает характер строения зоны плоскостной денудации в пределах этого поднятия, а также морфология маленьких долин, его разделяющих.

Усольская впадина (5—9; см. рис. 2*II*) отличается сложным строением. Во-первых, устанавливается общий перекос впадины в северо-восточном направлении. Он нашел свое выражение в асимметричном строении и соответствующем наклоне долины р. Усолка. Второе осложнение — развитие двух блоков (6, 8), подразделяющих древнюю единую впадину на три (5, 7, 9) с главной центральной — Усольской (7). Наиболее отчетливо выражена Усольская зона дробления, которая разрабатывается одноименной рекой.

Безымянный водораздел (10; см. рис. 2*II*), разделяющий Усольскую и Абанскую впадины, имеет хорошо сохранившуюся выровненную, слабо наклонную в северо-восточном направлении поверхность, сложенную озерными отложениями. Они представлены суглинками и глинами, реже песками. Породы — серых тонов, часто с неясной слоистостью, повышенной пылеватостью, с растительным детритом, нередко содержат гумусированные прослои. Мощность этих отложений в среднем составляет 5—10 м, иногда достигая 18 м. Возраст пород датируется как верхнеплиоценовый-нижнеплейстоценовый на основании комплекса фауны моллюсков неогеновых форм Anisus yuongi (Ping), Anisus chihliensis (Ping.), Anisus sorticoides (Martins), Truncatellina aff culindrica (Ferussae) и др., кроме их встречаются и четвертичные формы Coretus corneus (L.), Limnae, Bulimoides middendorfi W. и др. (определения Н. В. Толстихиной)[2]. Наклон поверхности водораздела в сочетании с асимметрией склонов косвенно свидетельствует о возможных незначительных подвижках по зонам разрывов, ограничивающих этот приподнятый блок.

Неравномерное воздымание блоков в пределах Канско-Тасеевской впадины определило слабый перекос Абанской впадины (11; см. рис. 2*II*) и очень выдержанную троекратную миграцию долины в северо-восточном направлении. Этот процесс обусловил сложное ступенчатое строение более пологого юго-западного склона и значительный размыв более крутого северо-восточного. По аналогии с предыдущими районами можно предполагать, что в данном случае крутой склон ограничен зоной дробления, которая избирательно разрабатывается р. Абан.

Туровское поднятие (12—14; см. рис. 2*II*), лежащее между Абанской и Почетской впадинами, имеет блоковое строение. Это косвенно подтверждается наклонным положением отложений бородинской свиты средней юры (см. рис. 2), совпадающим с наклоном поверхности выравнивания. В рельефе это поднятие осложняется небольшим прогибом, в центре которого выделяется резко приподнятый участок (13). Строение долинок, их резкая асимметрия, возможно, обусловлены избирательной эрозией трещиноватых зон, ограничивающих центральный приподнятый блок.

Строение Почетской впадины (15; см. рис. 2*II*), в частности ее юго-западного склона, аналогично строению Абанской впадины. Здесь также отмечается асимметрия строения долины и наблюдается миграция реки в северо-восточном направлении.

Продольный профиль 3 (см. рис. 1 и 2) проходит по водоразделу рек Курыш и Тайна, пересекая Северо-Александровское и Белоярское поднятия, а также впадины, осложняющие их склоны.

Северо-Александровское поднятие (4; см. рис. 2*III*) можно назвать сводовым. Выделенная в его пределах зона плоскостной денудации позволяет заметить даже некоторую асимметрию свода — южное крыло поднятия имеет плавный изгиб по сравнению с более крутым северным крылом. Новейшее воздымание и сводовый характер Северо-Александровского поднятия хорошо выражены в асимметрии двух впадин (Ми-

[2] Фауна собрана Ю. Д. Матвеевым.

хайловской и Алатской), расположенных на севере и юге этого поднятия.

Михайловская впадина (3; см. рис. 2*III*) располагается на северном погружении Северо-Александровского поднятия; она наследует древний прогиб и, по-видимому, структурно обусловленна. Развитие Михайловской и Учачской (1; см. рис. 2*III*) впадин связано в основном с воздыманием Северо-Александровского поднятия. Их строение асимметричное, и отчетливо выделяются в каждой из них по четыре региональных среза. С конца среднего плейстоцена на развитие Михайловской впадины оказывает влияние небольшое поднятие (2; см. рис. 2*III*), быстрый рост которого вызывает смещение долины Михайловской впадины в сторону Северо-Александровского поднятия (см. рис. 2 — сопоставительную линию, соединяющую середины реконструированных врезов).

Алатская впадина (5; см. рис. 2*III*), ограничивающая с юга Северо-Александровское поднятие, в морфологическом отношении представляет как бы зеркальное отражение Михайловской впадины. Это связано с ее асимметрией, предопределенной развитием южной переклинали Северо-Александровского поднятия.

Белоярское поднятие (6; см. рис. 2*III*) — положительная структурная форма, развивающаяся в пределах Анцирско-Белоярской антиклинали. С юга это поднятие отделяется от долины р. Кан древним разломом. Белоярское поднятие в поперечном сечении имеет очень сложное строение поверхности выравнивания. Анализ зоны плоскостной денудации показывает, что это крупный блок, наклоненный в северном направлении. В центральной части этого блока намечается небольшой пологий прогиб, который может быть обусловлен проседанием центральной части по двум (предполагаемым по геоморфологическим данным) зонам разрывов. Более ярко выражен южный разрыв, ограничивающий более поднятую часть Белоярской возвышенности.

Краткая количественная характеристика речных врезов. Взаимная увязка продольных и поперечных профилей и корреляция эрозионно-денудационных врезов позволяют выделить основные этапы расчленения в пределах исследованного региона.

Сравнение разновозрастных врезов для одной и той же долины свидетельствует о закономерном изменении основных параметров (глубины и ширины) долин крупных транзитных рек (таблица). К аналогичным выводам можно придти, сравнивая врезы для различных долин — они также характеризуются постоянством параметров в пределах исследуемой территории.

Для сравнительной оценки этих изменений по данным поперечных и продольных профилей были измерены средняя глубина (h) за один цикл врезания и соответствующая средняя ширина (l) каждого среза (см. таблицу).

В целях выяснения характера изменения строения долин в течение выделенных этапов расчленения, были построены три типа графиков. Для всех графиков применялась система прямоугольных координат, где по горизонтальной оси координат откладывалось время (в миллионах лет). По вертикальной для первого графика оси координат откладывалась ширина долины (м), для второго графика — глубина долины (м), с нарастанием для каждого этапа, а для третьего — глубина долины (м). Существенный, но неизбежный недостаток этих графиков — неравноценность данных для древних и новейших долин. Так, например, для плиоцена на графиках используются средние значения параметров речных врезов, разработанные за шесть миллионов лет, а для молодых врезов (четвертичных) — за сотни и десятки тысячелетий. Учитывая эту неизбежную погрешность и анализируя построенные графики, все же можно придти к определенным выводам.

Таблица

Основные параметры (ширина и глубина) долин крупных транзитных рек и их притоков

Долина	Возраст среза	Ширина среза, м	Глубина среза, м	Долина	Возраст среза	Ширина среза, м	Глубина среза, м
р. Усолка	N^1_{II}	26 000	13	р. Курыш	N^1_{II}	11 800	28
	N^3_{II}—Q_I	20 700	15		N^3_{II}—Q_I	6 100	25
	Q_{II-III}	18 000	25		Q_{II-III}	2 000	12
	Q_{III}	6 000	27		Q_{III}	900	10
р. В. Шигашет	N^1_{II}	7 000	13	р. Тайна	N^1_{II}	16 800	45
	N^3_{II}—Q_I	5 800	12		N^3_{II}—Q_I	8 000	20
	Q_{II-III}	2 300	13		Q_{II-III}	6 400	15
	Q_{III}	1 000	14		Q_{III}	1 700	8
р. Абан	N^1_{II}	15 200	7	р. Усолка	N^1_{II}	—	—
	N^3_{II}—Q_I	13 800	12		N^3_{II}—Q_I	16 200	18
	Q_{II-III}	11 700	18		Q_{II-III}	7 800	22
	Q_{III}	1 500	20		Q_{III}	2 700	23
р. Киска	N^1_{II}	4 700	7	р. Абан	N^1_{II}	—	—
	N^3_{II}—Q_I	3 800	12		N^3_{II}—Q_I	9 200	15
	Q_{II-III}	2 800	15		Q_{II-III}	5 300	18
	Q_{III}	1 100	15		Q_{III}	3 200	12
р. Апан	N^1_{II}	—	—	р. Почет	N^1_{II}	—	—
	N^3_{II}—Q_I	5 400	10		N^3_{II}—Q_I	5 300	15
	Q_{II-III}	4 500	10		Q_{I-III}	3 500	12
	Q_{III}	3 600	12		Q_{III}	1 100	12

На графике 1 (рис. 3) показано изменение ширины (l) разновозрастных эрозионно-денудационных врезов в течение плиоцена и четвертичного периода. Здесь выделяются три группы сечений, отличающихся водообильностью рек и их положением в бассейне. Наиболее полно охарактеризованы поперечные сечения рек Усолка, Тайна, Абан и Курыш (рис. 3, *1*—*4*). Замеры поперечных сечений рек Абан (его верховья) Апан и Почет (рис. 3, *5*—*7*) приводятся для менее поднятого региона. Резко отличается график рек В. Шигашет и Киска (рис. 3, *8*, *9*), которые представляют собой лишь притоки главных рек. Поэтому более правильно сравнивать данные в пределах каждой группы, а также — для различных групп. Общее для всех долин при любой водообильности и характере сечения — резкое сокращение ширины, падающее на средний плейстоцен.

В пределах первой группы рек отмечается последовательное, но медленное сокращение ширины долины на протяжении всего плиоцена. Интересно отметить различную интенсивность сокращения ширины врезов в зависимости от пространственного положения долин. Так, например, наиболее устойчивой шириной характеризуется долина р. Абан (*3*), расположенная на участке, испытавшем наименьшие поднятия за новейший

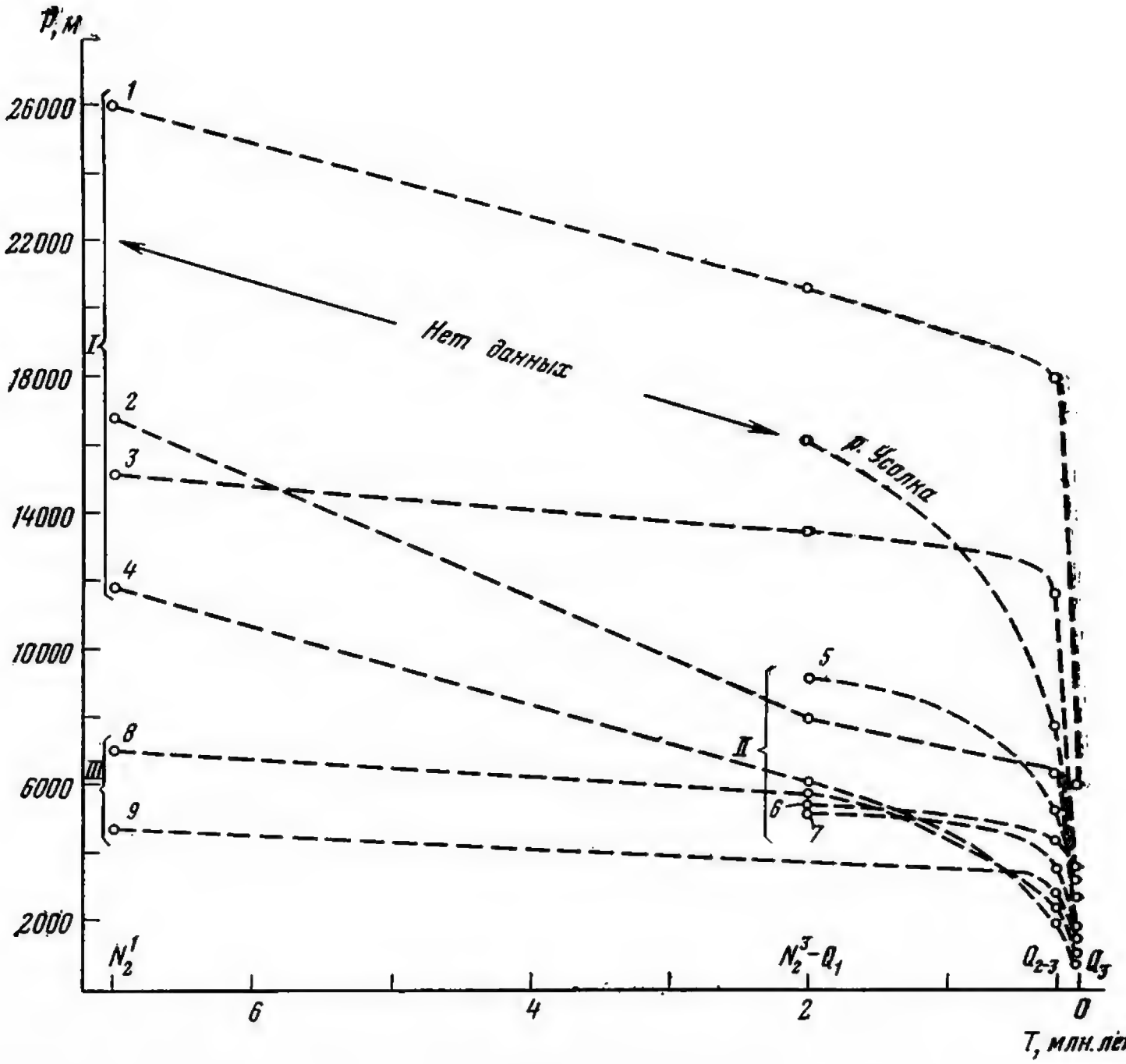


Рис. 3. График 1 изменения ширины долин в течение плиоцен-плейстоцена

I — I группа: *1* — р. Усолка, *2* — р. Тайна, *3* — р. Абан, *4* — р. Курыш; *II* — II группа: *5* — р. Абан, *6* — р. Апан, *7* — р. Почет; *III* — III группа: *8* — р. В. Шигашет, *9* — р. Киска

этап. Отчетливо изменяется ширина вреза в долине р. Усолка (*1*), что связано с быстрым поднятием района. Быстрое сокращение ширины неогеновых врезов наблюдается при сравнении графиков для рек Тайна и Курыш (*2* и *4*). Рассматриваемые сечения долин располагаются на участке, испытавшем наибольшие поднятия.

Однообразием характеризуется ширина поперечных сечений в долинах рек второй группы (рис. 3, *5*—*7*) и притоках основных долин (рис. 3, *8*, *9*), относящихся к третьей группе. Для второй группы устанавливается близкий характер общих поднятий за плиоцен-плейстоцен, определивший и сходство кривых сокращений ширины разновозрастных врезов.

На графике 2 (рис. 4) показано изменение глубины врезов за плиоцен-плейстоценовое время. По сравнению с шириной, глубина (h) этих врезов отличается большой устойчивостью, так как если ширина долин определяется первыми сотнями метров, то изменение глубины измеряется первыми метрами. Сравнивая глубину древних (неогеновых) долин и суммарную глубину долин, разработанных к современной эпохе, можно выделить три группы долин.

К первой группе относятся долины рек Курыш и Тайна (рис. 4, *1*, *2*), обладающие большими древними врезами (28 м и 45 м) и значительной

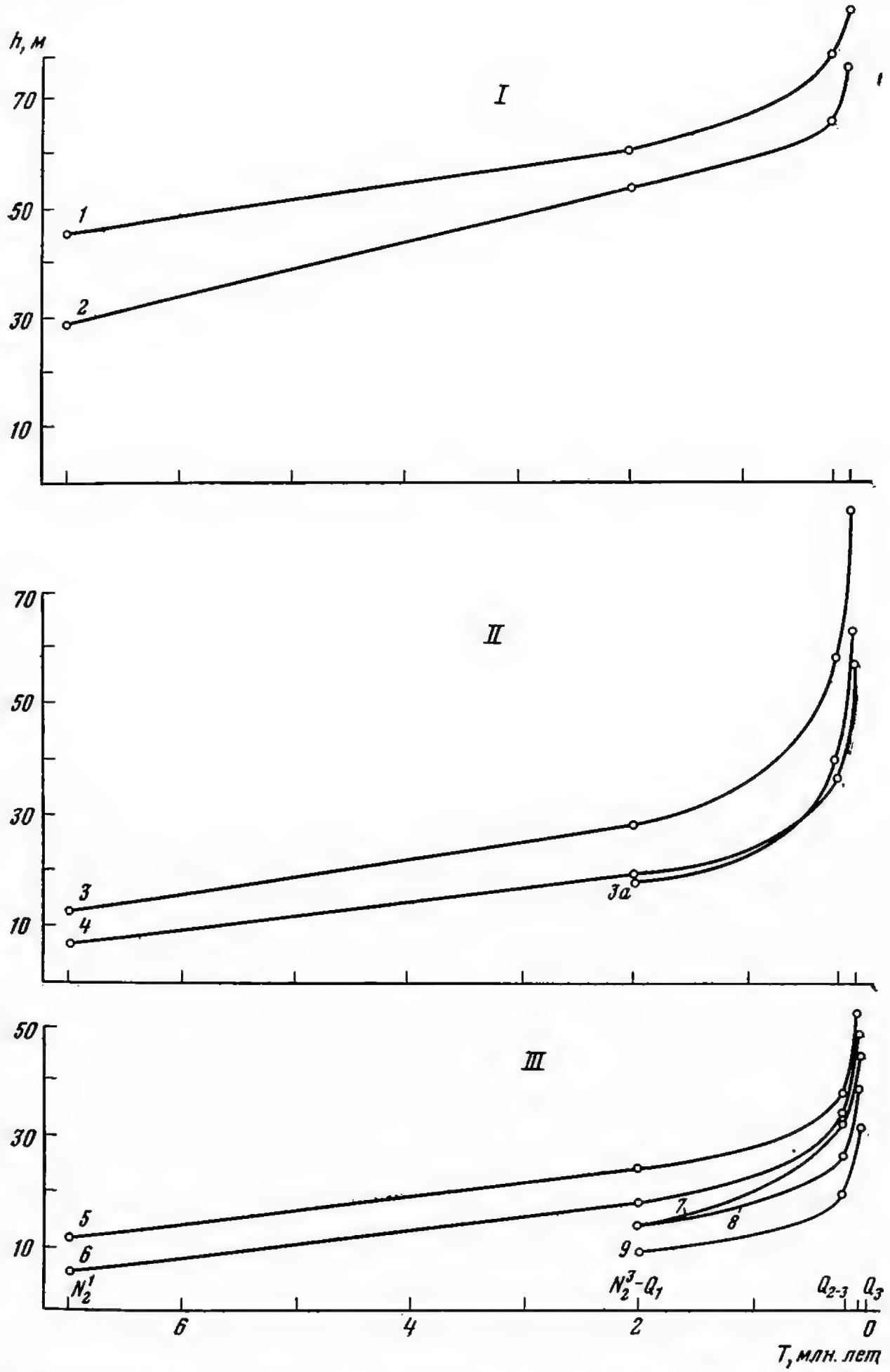


Рис. 4. График 2 изменения суммарной глубины долин в течение плиоцен-плейстоцена *I* — I группа: *1* — р. Тайна, *2* — р. Курыш; *II* — II группа: *3, 3а* — р. Усолка, *4* — р. Абан; *III* — III группа: *5* — р. В. Шигашет, *6* — р. Киска, *7* — р. Абан, *8* — р. Почет, *9* — р. Апан

суммарной глубиной долин (75 м и 88 м). Древние долины рек Усолка и Абан (рис. 4, *3, 4*), относимые ко второй группе, имеют небольшую глубину вреза (до 13 м), но с конца плиоцена до современной эпохи здесь настолько резко повышается интенсивность эрозии, что суммарные глубины достигают аналогичных параметров речных долин первой группы. Для притоков и главных долин рек Почет, Апан и Абан (в верхнем те-

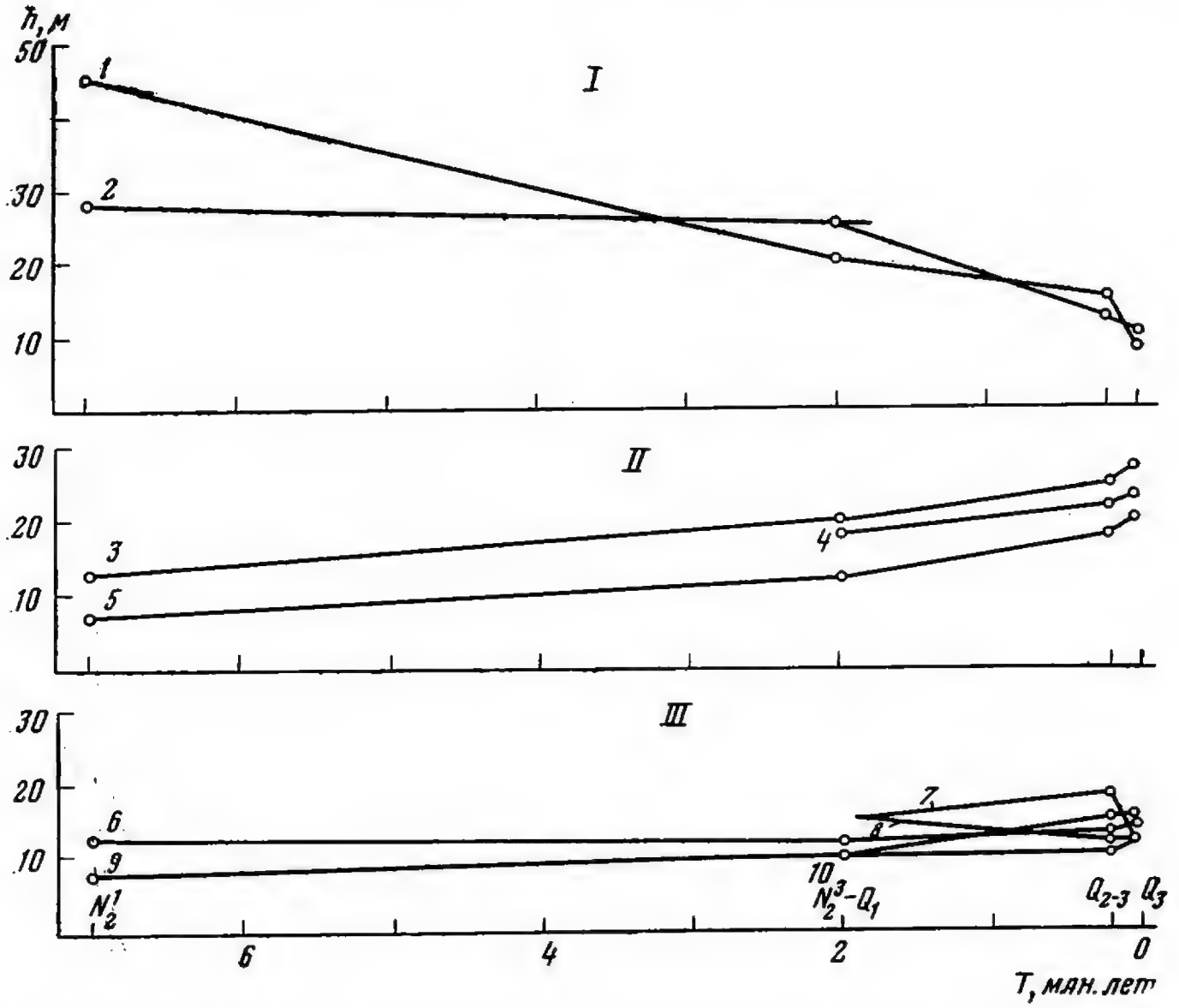


Рис. 5. График 3 изменения глубины долин разновозрастных врезов в течение плиоцен-плейстоцена

I — I группа: *1* — р. Тайна, *2* — р. Курыш; *II* — II группа: *3, 4* — р. Усолка, *5* — р. Абан; *III* — III группа: *6* — р. В. Шигашет, *7* — р. Абан, *8* — р. Почет, *9* — р. Киска, *10* — р. Апан

чении), объединенных в третью группу (рис. 4, *5—9*) характерно большое однообразие скоростей эрозии с небольшим повышением суммарной эрозии (до 50 м).

На графике 3 (рис. 5) рассматриваются глубины долин разновозрастных врезов. Выделяются три группы сечений, соответствующих своему положению в пределах бассейна впадины.

К первой группе относятся долины рек Тайна и Курыш (см. рис. 5, *1*, *2*), для которых характерно сокращение глубины врезов за плиоцен-плейстоценовое время. Эти сечения относятся к наиболее поднятой части Канско-Тасеевской впадины. Сокращение глубины врезов, вероятно, связано с двумя факторами: отставанием линейной эрозии от сравнительно быстрого воздымания района и постепенным уменьшением водообильности рек в связи с сокращением водосборного бассейна. Вторая группа характеризуется незначительным, но постоянным, увеличением глубины разновозрастных врезов (от древних к молодым). Сюда относятся долины рек Усолка и Абан (в его среднем течении; см. рис. 5, *3—5*). Это изменение свидетельствует о медленном и незначительном подъеме данного региона. К третьей группе относятся долины рек Почета, Апана, Абана (его верховья), а также долины рек В. Шигашет и Киска (см. рис. 5, *6—10*), являющихся притоками основных рек региона. Они отличаются большим постоянством глубины вреза на различных этапах развития Канско-Тасеевской впадины.

ВЫВОДЫ

Сравнение четвертичных отложений в пределах частных впадин, системы профилей и параметров, определяющих морфологию долин, приводит к следующим выводам.

1. Основное заполнение Канско-Тасеевской впадины происходило озерно-аллювиальными образованиями средне-верхнеплейстоценового возраста. Их сравнительно тонкий состав позволяет считать, что эпохе осадконакопления соответствовал более плоский рельеф. Позднее впадина испытала значительное сокращение и эрозионное расчленение. Это обусловило преобладание аллювиальных пород над озерными и озерно-аллювиальными, а также меньшие мощности и более грубый состав отложений в голоцен-верхнеплейстоценовое время.

2. На территории центральной части Канско-Тасеевской впадины выделяется пять региональных этапов расчленения рельефа за неоген-четвертичный период: в начале плиоцена, в конце плиоцена — начале плейстоцена, в конце среднего — начале верхнего плейстоцена, в верхнем плейстоцене и с конца верхнего плейстоцена до настоящего времени.

3. О новейшем развитии структурных форм в рельефе свидетельствуют миграция рек, перекос и асимметрия речных долин, а также наклоны поверхностей водоразделов.

4. Весьма пологие своды обладают внутренним блоковым строением. Они приурочены к окраинным частям Канско-Тасеевской впадины, к зонам развития Енисейского кряжа и Чуно-Бирюсинского поднятия. Центральная часть Канско-Тасеевской впадины имеет блоковое строение.

5. Для отдельных поднятий устанавливается унаследованный характер движений (Северо-Александровское, Белоярское и Тайнинское).

6. Реки избирательно разрабатывают ослабленные зоны — зоны повышенной трещиноватости, дробления и разрывов со смещением.

7. Морфология врезов определяется большой шириной (первые сотни метров) при небольшой глубине (первые десятки метров). Изменение основных параметров (ширины и глубины) отражает новейший характер развития рельефа; повышение активности воздымания (с конца плиоцена) протекало различно в отдельных частях впадины.

8. Выделяются участки, активное воздымание которых привело к сужению молодых долин (врезов); на фоне этих значительных изменений глубина врезов характеризуется сравнительно большим однообразием.

Приведенный материал позволяет надеяться, что используемая методика пригодна для анализа вертикального расчленения рельефа не только в горных странах, но и в пределах равнин платформенных областей.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М. Н., Равский Э. И., Цейтлин С. М. Основные геохронологические этапы антропогена Сибирской платформы.— Известия АН СССР, серия геологич., 1966, № 3.

Вайнер К. И., Горшков С. П., Иванченко Н. И. Кайнозойские отложения и этапы развития рельефа восточной части Канско-Тасеевской впадины.— Научн. Отчетн. Конференц. геологич. ф-та МГУ 9—14 марта 1966 г. (Тезисы докл.). Изд-во МГУ, 1966.

Костенко Н. П. О принципах составления специальной геоморфологической карты.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 26. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Костенко Н. П. К неотектонике Ферганской долины и ее горного обрамления.— В сб.: Вопросы региональной геологии СССР. Изд-во МГУ, 1964.

Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., «Мысль», 1970. Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М., «Недра», 1967.

3 Заказ № 4190

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

Д. Д. КВАСОВ

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ [1]

Ледниковая теория не смогла до сих пор дать достаточно убедительного ответа на основной вопрос — о причинах оледенения. По-видимому, это объясняется тем, что некоторые положения палеогеографии рассматриваются как «очевидные» истины, как постулаты, якобы не требующие доказательства.

Неудачи в разработке ледниковой теории связаны с тем, что практически все ее варианты имели в своей основе два неверных постулата. Они почти никогда не формулировались и только в редких случаях служили предметом обсуждения.

Первый из этих постулатов можно было бы сформулировать так: изменение размеров оледенения определяется изменениями климата. Хотя это утверждение и выглядит весьма правдоподобно, постараемся все же его критически рассмотреть. Оказывается, что в полярных широтах на протяжении последних нескольких миллионов лет постоянно существовали климатические условия, благоприятные для оледенения. Ледники же и в этих широтах сильно изменяли свои размеры. На них влияли не климатические причины, а изменение размеров тех участков суши, на которых они могли развиваться. На размеры же суши самое сильное влияние оказывали колебания уровня океана. Приведенный выше постулат не имеет таким образом всеобщего значения — он справедлив только для умеренных широт. Для полярных же широт его нужно заменить другим постулатом.

Не имеет всеобщего значения и постулат: оледенениям соответствуют так называемые плювиальные (дождливые) эпохи в южных районах. Такое утверждение также выглядит весьма правдоподобно, но уже около ста лет назад стало известно о существовании аридных приледниковых ландшафтов. К настоящему времени накопилось огромное количество подобных фактов. Увы, это не повлияло на позицию поборников «здравого смысла».

Верные постулаты, поставленные на место ошибочных, могут, совместно с другими достаточно обоснованными положениями четвертичной геологии, послужить основой теории оледенения, кажется удовлетворительно объясняющей его основные особенности. Постулаты теории оледенения не являются конечно априорными утверждениями. Они должны базироваться на огромном фактическом материале, накопленном четвертичной геологией. Обширную проблему отыскания причин четвертичного оледенения можно подразделить на три проблемы: причины плиоцен-четвертичного похолодания, палеогеография эоплейстоцена, палеогеография плейстоцена.

ПРИЧИНЫ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОХОЛОДАНИЯ

Общепризнано, что в течение палеогена и миоцена происходило постепенное похолодание, в плиоцене оно еще более усилилось, а в четвертичное время привело к оледенению умеренных широт. В предшест-

[1] Публикуется в порядке дискуссии.

вующие геологические эпохи, океанические бассейны имели такую конфигурацию, при которой течения могли переносить тепло из тропических в полярные районы. Но постепенно в результате распада Гондваны Антарктический материк передвинулся в район Южного полюса. В результате там уже в палеогене отмечаются следы деятельности ледников.

Наиболее ранняя датировка, полученная для базальтов, отлагавшихся подо льдом, составляет 41±9 млн. лет назад (Le Masurier, 1970). С этого времени оледенение Антарктики, по-видимому, существует непрерывно. Оно оказывает огромное влияние на общую циркуляцию атмосферы и океана. Именно его влиянием можно объяснить похолодание, происходившее в палеогене и миоцене. Оно, однако, было сравнительно небольшим, пока Северный Ледовитый океан еще свободно сообщался с Атлантикой.

Согласно современным представлениям (Харланд, 1967; Harland, 1969) северная Атлантика образовалась примерно 60 млн. лет назад в результате распада материка, объединявшего Европу и Гренландию. В палеогене между ними образовался глубоководный океанический бассейн, по которому осуществлялась водная циркуляция между умеренными и полярными широтами. Этот бассейн продолжал расширяться и в неогене. Но к этому времени заметные размеры приобрел уже Исландско-Фарерский базальтовый массив, рост которого продолжается и в настоящее время. Исландия и Фарерские острова и окружающая их обширная подводная возвышенность препятствуют доступу вод Гольфстрима в Северный Ледовитый океан. Это вызвало похолодание в полярных и умеренных широтах северного полушария. Положение о том, что похолодание, приведшее к оледенению, было вызвано изменением океанических течений, впервые высказано еще основоположником ледниковой теории Л. Агассисом. Оно может быть названо постулатом Агассиса.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА

В палеогене и миоцене основное влияние на развитие природы Земли оказывало изменение планового расположения материков и океанов. В плиоцене и эоплейстоцене важное значение приобрело изменение уровня Мирового океана.

В 1855 г. Дж. Дэна (Dana) выдвинул предположение о значительном увеличении высоты суши относительно уровня океана в доледниковое время. Точка зрения Дж. Дэна была поддержана А. Спенсером (Spencer, 1890), У. Апхемом (Upham, 1890) и многими другими исследователями. Возможность значительной — на несколько сот метров — регрессии Мирового океана, происходившей на границе неогена и четвертичного периода, была обоснована Ф. Нансеном (Nansen, 1904). Это положение можно назвать постулатом Дэна — Нансена.

Постулат Дэна — Нансена вплоть до настоящего времени оспаривается многими исследователями. Наличие аномально глубоких подводных равнин, напоминающих шельфы, пытаются объяснить с помощью теории «континентальной флексуры» (Хольтедаль, 1964). Морские террасовые уровни, прослеживаемые на многих побережьях, дают повод для предположений о существовании в неогене более высокого уровня моря, чем современный (Tanner, 1968). Но террасы наблюдаются только в тектонически активных районах, испытывающих поднятие (Gregory, 1931).

В течение последних лет получены данные о рельефе подошвы четвертичных отложений, которые говорят в пользу постулата Дэна —

Нансена. На огромных пространствах, примыкающих к северному побережью Евразии — от Великобритании до Чукотки — всюду при буровых работах были найдены узкие долины, заполненные четвертичными отложениями, тальвеги которых находятся на несколько сот метров ниже современного уровня моря. Вывод о глубокой дочетвертичной регрессии сделан для Северо-Востока Азии Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ и др. (1968), для севера Западной Сибири — С. Л. Троицким (1966) и Н. Г. Чочиа (1968), для Кольского полуострова — А. А. Никоновым (1967), для северо-запада Восточно-Европейской равнины Е. В. Рухиной (1957), Д. Б. Малаховским и К. К. Марковым (1969) и С. К. Вайтекунасом (1969), для Польши — Э. Рюле (Ксеншкевич, Самсонович, Рюле, 1968), для Германской Демократической Республики — А. Г. Цепеком (Cepek, 1967). Древняя дочетвертичная долина, тальвег которой находится на 380 м ниже современного уровня океана, найдена при геофизических исследованиях на побережье Ирландского моря (Blundell, Griffits, King, 1969). Эрозионный цикл, вызванный снижением уровня океана, отразился также на развитии долин рек некоторых районов, расположенных в глубинах материков. На юге Западной Сибири в это время образовались погребенные долины, заполненные осадками битекейской свиты (Волков и др., 1969); древняя погребенная долинная сеть имеется также в центре Восточно-Европейской равнины (Шик, 1960; Исаченков, 1963; Лобачев, 1965).

Данные по бассейну Северного моря позволяют датировать эрозионный цикл. По-видимому, он приходится на промежуток между отложением каролинового и красного крагов (по английской стратиграфической схеме) или между отложением слоев скальд и подерл (по нидерландской схеме), т. е. как раз на границе неогена и четвертичного периода (Valentin, 1951—1952; Voorthuysen, 1954).

Для отдельных районов наличие переуглубленных долин можно было бы объяснить тектоническими движениями. Но их распространение на огромных территориях, имеющих совершенно различное тектоническое строение, делает бесспорной решающую роль падения уровня океана. Как правило, переуглубленные долины имеют небольшую ширину и V-образный поперечный профиль, даже если они прорезают рыхлые отложения. Это свидетельствует, что регрессия была относительно кратковременной. Увеличение в конце неогена относительной высоты суши над уровнем океана признается в обобщающих работах К. К. Маркова и др. (1965) и С. С. Воскресенского (1968). Но один из крупнейших специалистов в области четвертичной геологии — Г. И. Горецкий (1967) — не разделяет эту точку зрения.

Следы регрессии отмечаются в рельефе дна океана. В Охотском море древние береговые линии обнаружены на глубинах несколько сот метров (Удинцев, 1957). Весь шельф, примыкающий к северному побережью Евразии (Стрелков, 1961; Дибнер, Гаккель и др., 1965), а также к Исландии и п-ову Лабрадор (Holtedahl, 1958; Einarsson, 1964), представлял собой сушу. Признаки низкого положения уровня моря в конце неогена отмечаются также у берегов Австралии и Новой Зеландии (Glenie, Schofield, Ward, 1968). Не исключено, что некоторые так называемые континентальные плато созданы абразией в период регрессии. Скважины, пробуренные на плато Блейк у берегов Флориды, показали, что его поверхность сложена олигоценовыми и местами миоценовыми отложениями; плиоценовые же отложения совершенно отсутствуют (Emery, Zarudski, 1967).

Снижение уровня Мирового океана на несколько сот метров не могло быть обусловлено уменьшением объема водной массы океана. Его можно связать только с планетарными тектоническими процессами, вы-

звавшими перемещение вещества астеносферы из океанических областей под материки. Последующая трансгрессия, приведшая уровень океана к его современному положению, вызвана вероятно обратным процессом — перемещением вещества астеносферы из материковых областей под океаны. По-видимому, в течение неогена продолжалось «растяжение океанического дна» («sea floor spreading», Le Pishon, 1968) и конвекционные течения астеносферы были направлены под материки. Но на границе плиоцена и эоплейстоцена возникли рифтовые структуры в Байкальской области (Логачев, 1958; Уфлянд и др., 1969), в районе Мертвого моря (Neev, Emery, 1967) и в восточной Африке (Girdler et al., 1969). Образование этих структур — свидетельство коренной перестройки системы конвекционных течений. Евразия и Африка оказались разделенными рифтами на две части каждая, а сами рифты стали центральными осями, в стороны от которых расходились конвекционные течения. Чрезвычайно сложный вопрос о причинах эоплейстоценовой регрессии Мирового океана должен быть подробно рассмотрен с позиций геотектоники и геофизики.

Уровни внутренних морей могли в некоторых случаях не следовать за уровнем Мирового океана. Для черноморской котловины не отмечено признаков сколько-нибудь значительной регрессии. Бассейны, занимавшие ее в эоплейстоцене, не были частью Мирового океана, а представляли собой озера, вероятно периодически сточные. Следы глубокой регрессии отмечаются в бассейне Средиземного моря (Чумаков, 1971), где она датируется временем, предшествовавшим плезансу. Регрессия здесь имела место раньше, чем в бассейне Северного моря. Вероятно, это связано со специфическими условиями Средиземноморского бассейна, который при понижении уровня океана ниже порога Гибралтарского пролива мог превратиться в бессточное озеро с чрезвычайно низким уровнем.

Падение уровня океана оказало огромное влияние на развитие оледенения полярных широт. Наряду с абляцией, важнейшей расходной частью баланса ледниковых щитов, расположенных в полярных широтах, является образование айсбергов. Его интенсивность контролируется уровнем океана. При понижении уровня образование айсбергов уменьшается, в балансе приход начинает преобладать над расходом и щит увеличивается в размерах до тех пор, пока его граница не достигает новой береговой линии. Размеры оледенения полярных широт зависят таким образом не от изменений климата, который уже на протяжении длительного геологического периода был всегда благоприятен для оледенения этих широт, а от изменения уровня океана. Для Антарктики это положение было впервые выдвинуто А. Пенком (Penck, 1928) и затем развито Дж. Холлиным (1964); оно может быть названо постулатом Пенка — Холлина.

В соответствии с постулатом Пенка—Холлина падение уровня океана должно было вызвать значительное увеличение оледенения полярных широт. Антарктический ледниковый щит, который образовался еще в палеогене, именно в момент наибольшей регрессии должен был достичь максимальных размеров. По данным Х. Г. Гуделла, Н. Д. Уоткинса и др. (Goodel et al., 1968), проанализировавших стратиграфию нескольких сот колонок донных отложений Южного океана, оледенение Антарктиды имело самое большое распространение во время палеомагнитной эпохи Гуасса (3,35—2,35 млн. лет назад). Вероятно именно в этот период очертания, форма и объем ледникового щита соответствовали реконструкции П. С. Воронова (1960). Падение уровня океана и влияние оледенения Антарктики вызвали также оледенение Патагонии, которое имеет абсолютный возраст ~ 3 млн. л. н. (Mercer, 1969). Для этого же

времени отмечены признаки горного оледенения в Калифорнии (Curry, 1966).

В донных отложениях Северного Ледовитого океана айсберговые осадки начали накапливаться уже около 4—6 млн. лет назад, что свидетельствует об оледенении в пределах примыкающей к океану суши (Steuerwald et al., 1968; Herman, 1970). Регрессия океана вызвала сильное увеличение размеров суши в районах, прилегающих к северной Атлантике. Норвежско-Гренландский и Северный полярные бассейны стали почти замкнутыми. Только узкие проливы между Фарерскими и Шетландскими островами и между Гренландией и Шпицбергеном соединяли их с Атлантикой. Теплые атлантические воды через эти проливы почти не проникали. Все это привело к образованию Гренландского ледникового щита, размеры которого и теперь контролируются уровнем Мирового океана. Приходная часть современного баланса (осадки на поверхности щита) составляет 446 км^3 в год, а расходная — 530 км^3, из них абляция — 315 км^3 и образование айсбергов 215 км^3 (Bauer, 1955). В случае быстрого падения уровня океана образование айсбергов прекратилось бы, а превышение осадков над абляцией привело бы к росту ледникового щита до тех пор, пока он не достиг бы новой береговой линии.

Исландия, в пределах которой имеется несколько современных небольших ледниковых щитов, является областью оледенения с самого начала четвертичного периода. В ее пределах обнаружены тиллиты, перекрытые базальтами, которые образовались во время палеомагнитной эпохи Гаусса (Wensink, 1965). Областью современного покровного оледенения являются архипелаги северной части Баренцева моря — Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, северный остров Новой Земли. Небольшие ледниковые щиты, покрывающие отдельные острова, не увеличиваются в размерах только потому, что в расходной части их баланса весьма значительная доля приходится на образование айсбергов и на непосредственное таяние на контакте ледников с морскими водами. Для Земли Франца-Иосифа расход в море составляет ~40% общего расхода (Кренке, 1964), для Новой Земли — ~15% (Чижов и др., 1968). В настоящее время снегонакопление и абляция в этом районе примерно равны между собой, но из-за образования айсбергов ледники отступают. Если бы ледниковые щиты граничили не с морем, а с сушей, то во время кратковременных потеплений, подобных современному, они сохраняли бы постоянные размеры, а во время похолоданий увеличивались бы до тех пор, пока не образовали единого большого ледникового щита, занимающего значительную часть современной акватории Баренцева и Карского морей. Именно такое положение, вероятно, имело место в эоплейстоцене.

Увеличение Антарктического и образование Гренландского, Баренцева и других ледниковых щитов вызвало дальнейшее снижение уровня Мирового океана и понижение его температуры. Произошло общее похолодание климата всей Земли. Но в эоплейстоцене все это не привело к покровному оледенению умеренных широт. Стационарные антициклоны над Баренцевым и Гренландским ледниковыми щитами, высокая ледовитость Норвежского моря, суша на месте Балтийского и большей части Северного морей — все это способствовало увеличению континентальности климата Европы и Северной Америки и препятствовало их оледенению. При континентальном климате даже очень большое похолодание может не привести к оледенению — в Восточной Сибири покровного оледенения не было в самые холодные периоды плейстоцена. Аналогичные условия господствуют в настоящее время в пределах северной Канады — ее оледенению препятствует антициклон над Гренландским ледниковым щитом.

О климатических условиях эоплейстоцена можно судить на основе палеонтологических (Громов и др., 1969) и палеоботанических (Гричук, 1959) данных. Очень большой вклад в реконструкцию палеогеографии этого периода внесен В. И. Громовым (1948). Он отстаивает положение об отсутствии в эоплейстоцене покровного оледенения умеренных широт и об относительно холодном и континентальном (по сравнению с предыдущим периодом) климате эоплейстоцена. Это положение может быть названо постулатом Громова.

В эоплейстоцене имела место самая высокая за все время геологической истории акчагыльско-апшеронская трансгрессия Каспия, которая сменила его самую глубокую регрессию. В период трансгрессии Каспий продолжал оставаться озерным бассейном и его заселяла своеобразная эндемичная фауна. До сих пор не удавалось сколько-нибудь правдоподобно объяснить причины этой трансгрессии. Тектонические движения не могут изменить размеры бессточного озера (Квасов, 1966). Климат в этот период не стал более влажным. Только очень большое увеличение водосборного бассейна Каспия могло вызвать образование акчагыльского бассейна. Когда шельф Баренцева моря представлял собой сушу, устья рек, текущих с Восточно-Европейской равнины на север, находились где-то в районе Шпицбергена. Баренцев ледниковый щит мог преградить эти реки и направить их сток в южном направлении (Квасов, Ананова, Борисов, Дибнер, 1969). В Каспий северные воды поступали возможно по «Ергень-реке», отложениями которой являются верхние горизонты ергенинских песков (Васильев, 1969).

Все сказанное выше о природе эоплейстоцена можно кратко резюмировать следующим образом.

1. На границе неогена и четвертичного периода (антропогена) имела место регрессия Мирового океана, вызванная тектоническими причинами (постулат Дэна — Нансена).

2. Понижение уровня океана вызвало рост оледенения полярных широт (постулат Пенка — Холлина), которое в этот период достигло максимального развития.

3. В северном полушарии рост оледенения полярных широт привел к установлению в умеренных широтах более холодного и континентального климата, чем в предыдущее время; континентальность климата препятствовала покровному оледенению умеренных широт (постулат Громова).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

К началу плейстоцена уровень океана повысился, что привело к исчезновению Баренцева ледникового щита. Вдоль северного побережья Евразии море достигло современной береговой линии и затопило также некоторые площади, занятые теперь сушей (Петров, 1969). Это — падимейская трансгрессия в бассейне Печоры, туруханская — в бассейне Енисея, карагинская — на побережье Берингова моря.

Трансгрессия, однако, не привела к исчезновению Антарктического и Гренландского ледниковых щитов, которые продолжали оказывать значительное влияние на климат. В Скандинавии установился прохладный и влажный климат, чрезвычайно благоприятный для оледенения. Из теоретических представлений, развитых К. Бруксом (1952), вытекает, что самое небольшое понижение температуры воздуха приводит здесь к образованию ледникового щита, размеры которого могут оказаться достаточными для формирования над ним относительно стационарной холодной воздушной массы. Это вызывает быстрое увеличение размеров щита, которое продолжается до тех пор, пока его южная граница не достигнет таких районов, где повышенная абляция мешает

дальнейшему продвижению льда. Рост Скандинавского ледникового щита многократно усиливает то первоначальное похолодание, которое вызвало его образование. Происходит изменение климата всего умеренного пояса северного полушария и ледниковые щиты образуются также в Северной Америке, на северо-западе Сибири и в других районах; сильно увеличивается площадь морских льдов. Таким образом, возникновение и рост оледенения умеренных широт могут быть объяснены на основе положений, которые предлагается назвать постулатом Брукса.

Гораздо труднее объяснить отступание ледников и чередование ледниковых и межледниковых эпох. В периоды максимумов оледенений потепление не должно было бы приводить к значительному сокращению площади ледников — высокое альбедо обеспечивает их устойчивость. Многими исследователями поэтому разрабатывалась теория автоколебательных процессов (Гернет, 1930; Stokes, 1955; Чижов, 1966) — ледники сами создают условия, способствующие их исчезновению. Один из вариантов такого рода теорий развит М. Юингом и У. Донном (Ewing, Donn, 1956, 1958, 1966). По их мнению, оледенение возникает при безледном Северном Ледовитом океане, который обеспечивает питание растущих ледников. Последующее замерзание Северного Ледовитого океана вызывает уменьшение питания ледников и приводит к их отступанию и к началу межледниковья. С. Я. Сергин и В. Я. Сергин (1969) предполагают, что отступание ледников вызывается действием обратных связей в системе земная поверхность — атмосфера. Они учитывают также инерционность теплового состояния океана. Недостатком этих теорий является совершенно различная продолжительность управляющего и управляемого процессов. Для изменения состояния атмосферы достаточно нескольких месяцев, ледовитость океана меняется за десятки, а его тепловое состояние за сотни лет. Между тем рост и отступание каждого оледенения продолжаются десятки тысяч лет. Регулирующие механизмы, слишком быстро реагирующие на развитие оледенения, не дали бы ему достичь сколько-нибудь значительных размеров.

Развитие оледенения приводит к концентрации в ледниковых щитах значительной части воды, участвующей в планетарном влагообороте. В результате уровень Мирового океана снижается на величину порядка 150 м. Это положение, которое можно назвать постулатом Макларена (Maclaren, 1842), давно уже приобрело характер тривиальной истины.

Постулаты Макларена и А. Пенка — Холлина позволяют предложить механизм автоколебательного процесса, кажется свободный от отмеченных выше недостатков. В результате падения уровня океана во время оледенения огромные пространства шельфов превращаются в сушу. Становится сушей значительная часть Баренцева моря, а в остальной его части глубины уменьшаются настолько, что уже не могут препятствовать движению ледников прямо по дну. В таких условиях может снова образоваться Баренцев ледниковый щит. Его существование во время последнего оледенения и вероятно также во время предыдущих оледенений признается большинством исследователей (De Geer, 1900; Nansen, 1904; Blüthgen, 1942; Emery, 1949, 1968; Шепард, 1969). Большой вклад в исследование этого щита внесен М. Г. Гросвальдом (1967; Шютт, Хоппе, Блейк, Гросвальд, 1968).

Скандинавский ледниковый щит являлся мощным препятствием для широтной циркуляции атмосферы в умеренных широтах. Его образование было равносильно образованию огромного плоскогорья, имеющего в центральных частях высоты до 3,5 км. Проникновению атлантических воздушных масс на восток препятствовал также формировавшийся над

щитом стационарный антициклон. Все это сильно уменьшило осадки на восточной и юго-восточной периферии ледника. Но поскольку испаряемость также сильно уменьшалась, на первом этапе оледенения там сохранялись условия избыточного увлажнения, что способствовало дальнейшему росту ледников. Когда севернее Скандинавского щита возник Баренцев щит, широтная циркуляция еще более ослабела, а возможно даже практически совсем прекратилась. На пути влажных атлантических воздушных масс возник барьер из ледниковых щитов, простиравшийся от Шпицбергена до Карпат; южнее находились горные системы, также покрытые ледниками. В этот период температуры воздуха, а следовательно и испаряемость, достигли минимальных значений. Но в районах, расположенных к востоку и к югу от ледника, осадки уменьшились в еще большей степени и там установились условия недостаточного увлажнения. Это приводило к уменьшению питания ледников и их восточная и юго-восточная граница начинала быстро отступать. Уменьшение ледниковых щитов Европы и севера Западной Сибири вызывало отступание других ледников умеренных широт. В результате поднимался уровень Мирового океана и резко увеличивалось образование айсбергов на периферии Баренцева щита; этому способствовало изостатическое опускание его ложа. Вслед за ледниками умеренных широт исчезал также Баренцев щит. Наступало межледниковье, а тем самым и условия для нового оледенения.

Существование влажных приледниковых ландшафтов в начале и сухих — в конце оледенений отмечалось уже около ста лет назад Ф. Нерингом (Nehring, 1890). Он изучал смену фаунистических комплексов млекопитающих. На основе данных спорово-пыльцевого анализа к такому же выводу пришли М. П. Гричук и В. П. Гричук (1960). В честь этих исследователей положение о чередовании влажных и сухих приледниковых ландшафтов может быть названо постулатом Нерінга — Гричука. Последующие исследования подтвердили, что такие условия наблюдались во всей северной Евразии (Frenzel, 1968; Гитерман и др., 1969; Равский, 1969). В пределах Ближнего Востока относительно гумидные условия были приурочены к началу, а аридные — к концу оледенений (Butzer, 1953). Данные о трансгрессиях Каспия не могут быть использованы для суждения о климате, поскольку они вызывались притоком ледниковых вод (Квасов, 1968).

Чередование ледниковых и межледниковых эпох является таким образом результатом автоколебательных процессов. Для того, чтобы начались колебания, достаточно небольшого внешнего толчка. Такими толчками были похолодания, вызванные периодическими изменениями элементов земной орбиты (кривая Миланковича). Кривая Миланковича может быть продлена далеко в геологическое прошлое — она рассчитана для последних 30 млн. лет (Шараф, Будникова, 1969). Но на протяжении большей части геологической истории Земли (в том числе и в эоплейстоцене) с ней связаны лишь относительно небольшие изменения климата. Только в плейстоцене действовал механизм, многократно усиливавший колебания, вызванные астрономическими причинами.

Подводя итоги всему сказанному выше о плейстоцене, можно отметить следующее.

1. В условиях, когда уровень океана был близок к современному и существовали Антарктический и Гренландский ледниковые щиты, небольшое похолодание приводило к возникновению Скандинавского ледникового щита, который увеличивался до очень больших размеров и многократно усиливал первоначальное похолодание; в результате в умеренных широтах возникали также другие ледниковые щиты (постулат Брукса).

2. Развитие оледенения приводило к концентрации в ледниках значительной части воды, участвующей в планетарном влагообороте, в результате чего уровень Мирового океана понижался (постулат Маклярена).

3. Понижение уровня океана вызвало рост оледенения полярных широт (согласно постулату А. Пенка — Холлина). Это приводило к усилению континентальности климата умеренных широт (аналогично постулату Громова). На восточной и южной периферии европейских ледниковых щитов на месте тундровых ландшафтов возникали аридные приледниковые ландшафты (постулат Нерінга — Гричука). В результате ледники умеренных широт отступали, уровень океана повышался, уменьшалось оледенение полярных широт — наступала межледниковая эпоха, а тем самым и условия для нового оледенения (согласно постулату Брукса).

4. Первоначальные похолодания, приводившие к оледенениям умеренных широт, вызывались периодическими изменениями элементов орбиты Земли (кривая Миланковича). Только в плейстоцене действовал механизм, многократно усиливавший эти похолодания.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ БУДУЩЕЕ

Предлагаемая теория придает большое значение колебаниям уровня, циркуляции, термического и ледового режима Мирового океана. Поэтому она может быть названа океанологической теорией оледенения (Kvasov, 1971; Квасов, 1972). Можно надеяться, что в ближайшее время динамика атмосферы, гидросферы и ледников станет предметом расчетов, которые позволят объяснить изменения природы Земли хотя бы за последние несколько миллионов лет. Эти расчеты позволят также судить о геологическом будущем.

В случае, если природа Земли будет развиваться без значительного вмешательства человека, оледенения, вероятно станут периодически повторяться и в дальнейшем. Кривая Миланковича рассчитана для ближайшего миллиона лет (Шараф, Будникова, 1969). В течение предстоящих нескольких тысяч лет будет вероятно продолжаться похолодание, которое началось около 3 тыс. лет назад (субатлантический период голоцена). В ближайшем геологическом будущем похолодание может довести ледники Скандинавии до критических размеров, при которых начнет действовать описанный выше автоколебательный процесс развития оледенения. За время нескольких последующих оледенений экзарация шельфа Баренцева моря доведет его глубины до таких пределов, при которых образование ледниковых щитов умеренных широт не будет вызывать образования Баренцева щита. В таких условиях автоколебательный процесс перестанет действовать, а оледенение умеренных широт станет стационарным.

Все это позволяет придти к заключению, что возможны три разных вида оледенения: стационарное оледенение полярных широт, пульсирующее оледенение умеренных широт и стационарное оледенение умеренных широт. В южном полушарии уже на протяжении нескольких миллионов лет имеет место первый вид оледенения. В северном же полушарии он был характерен только для эоплейстоцена. В плейстоцене происходило пульсирующее оледенение умеренных широт; оно вероятно будет наблюдаться и в не очень отдаленном геологическом будущем. В более отдаленном будущем оледенение умеренных широт может стать стационарным.

При естественном ходе геологической истории новое оледенение может начаться в ближайшие тысячелетия. Нужно учитывать также сти-

хийную деятельность человечества, которая уже в настоящее время приводит к накоплению в атмосфере углекислого газа и к производству значительного количества энергии. Все это показывает, что необходимо уделить самое пристальное внимание разработке теории общей циркуляции атмосферы и океана и динамики ледников, которую можно будет применить не только к современным условиям Земли, но и к геологическому прошлому. Если результаты расчетов будут соответствовать данным, полученным при палеогеографических исследованиях, то та же теория сможет быть применена для расчета будущих состояний атмосферы, гидросферы и ледников, как тех, которые наблюдались бы при естественном развитии Земли, так и тех, которые возникнут при стихийном или планомерном вмешательстве человека в планетарные процессы. Эти расчеты позволят планировать мероприятия, которые предотвратят неблагоприятные изменения природы Земли, а в дальнейшем позволят изменять природу в желательном для человечества направлении.

Из предложенных к настоящему времени проектов изменения климата Земли самого серьезного внимания заслуживает проект искусственного усиления водной циркуляции в Северном Ледовитом океане (Борисов, 1970). Этот проект находится в полном соответствии с постулатом Агассиса и вместе с тем учитывает технические возможности современного человечества. Ясно, что невозможно углубить проливы, связывающие Атлантический и Северный Ледовитый океаны, или искусственно увеличить скорости течения в них. Но если откачивать воду из Северного Ледовитого океана через Берингов пролив, то усиление притока атлантических вод в Арктику весьма вероятно. Против проекта П. М. Борисова приводят обычно такое возражение: потепление климата вызовет таяние ледников и поднятие уровня океана, что ставит под сомнение целесообразность осуществления проекта. Это возражение снимается постулатом А. Пенка — Холлина. Подавляющая часть объема современного оледенения сосредоточена в полярных широтах, где главной, а часто даже единственной расходной статьей баланса ледников является образование айсбергов. Существенное уменьшение ледников Антарктиды и Гренландии можно было бы ожидать только тогда, когда их абляция превысила бы аккумуляцию. Для этого же потребовалось бы потепление, гораздо большее того, которое можно ожидать в результате осуществления проекта П. М. Борисова. Другое возражение сводится к тому, что потепление вызовет увеличение засушливости климата. Его снимает постулат Нерінга — Гричука. В течение плейстоцена наиболее засушливые периоды были во второй половине оледенений. В более отдаленном прошлом теплый климат был обычно в то же время и влажным.

Сказанное не значит, что нужно немедленно браться за осуществление проекта П. М. Борисова или какого-нибудь другого проекта изменения климата Земли. Их пока нужно всесторонне проверять и активно разрабатывать. Проблема преобразования природы столь грандиозна, что рассматривающие ее геолого-географические науки должны получить не меньшее развитие, чем физика, химия и биология, а в дальнейшем возможно и превзойти их.

Автор выражает признательность Е. Н. Ананової, Е. В. Артюшкову, П. М. Борисову, П. С. Воронову, Л. С. Говорухе, Г. И. Горецкому, А. Ф. Грачеву, В. П. Гричуку, В. И. Громову, М. Г. Гросвальду, В. Д. Дибнеру, В. П. Кабайле, А. М. Карасику, И. И. Краснову, А. С. Лаврову, Ю. Я. Лившицу, А. С. Монину, К. В. Никифоровой, Е. А. Спиридоновой, С. Я. Сергину, О. П. Чижову, И. С. Чумакову и Е. В. Шанцеру за ценные советы и замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. и др. Кайнозой северо-востока СССР. М., «Наука», 1968.
Борисов П. М. Может ли человек изменять климат. М., «Наука», 1970.
Брукс К. Климаты прошлого. М., Изд-во ин. лит-ры, 1952.
Вайтекунас С. К. Погребенные речные долины Литвы.— Тр. АН Лит. ССР, сер. Б, 1969, № 1(56).
Васильев Ю. М. Формирование антропогеновых отложений ледниковой и внеледниковой зон. М., «Наука», 1969.
Волков И. А., Волкова В. С., Задкова И. И. Покровные лёссовые отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, «Наука», 1969.
Воронов П. С. Опыт реставрации ледникового щита Антарктиды эпохи максимального оледенения Земли.— Инф. бюлл. Сов. антарк. эксп., 1960, № 23.
Воскресенский С. С. Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР.— В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., «Наука», 1968.
Гернет Е. С. Ледяные лишаи. Токио, 1930.
Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д., Коренева Е. В., Матвеева О. В., Скиба Л. А. Основные этапы развития растительности северной Азии в антропогене.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 177. М., «Наука», 1969.
Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковой области.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967.
Гричук В. П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 77. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64. М., Изд-во АН СССР, 1948.
Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Схема подразделений антропогена.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 36. М., «Наука», 1969.
Гросвальд М. Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене.— Мат-лы гляциол. исследований; хроника, обсуждения, вып. 13. М., «Наука», 1967.
Дибнер В. Д., Гаккель Я. Я. и др. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана.— Тр. НИИ геологии Арктики, 143. Л., 1965.
Исаченков В. А. Новые данные по палеогеоморфологии и неотектонике бассейна верхнего Днепра.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1963, № 3.
Квасов Д. Д. Водный баланс среднеплиоценового Каспия.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., 1966, № 6.
Квасов Д. Д. Палеогидрология Восточной Европы в позднечетвертичное время.— В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга, VIII—XIV. Л., «Наука», 1968.
Квасов Д. Д. О предполагаемых причинах четвертичного оледенения.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1972, № 1.
Квасов Д. Д., Ананова Е. Н., Борисов А. А., Дибнер В. Д. О палеогеографии Восточной Европы в акчагыльско-апшеронское время.— Вестник Ленингр. ун-та, 6, 1969.
Кренке А. Н. Бюджет массы и современная эволюция оледенения Земли Франца-Иосифа. М., 1964.
Ксеншкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М., «Недра», 1968.
Лобачев И. Н. О развитии сети древних переуглубленных долин и формировании современного рельефа Костромской области.— В Сб. статей по геол. и гидрогеол., вып. 4. М., «Недра», 1965.
Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 4.
Малаховский Д. Б., Марков К. К. (редакторы). Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. Л., «Наука», 1969.
Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, т. I. Изд-во МГУ, 1965.
Никонов А. А. О древних долинах северо-восточной части Балтийского щита.— Докл. АН СССР, 1967, 177, № 5.
Петров О. М. Антропогеновые морские моллюски Северной Евразии и их значение для стратиграфии.— В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969.
Равский Э. И. Основные черты климатов Сибири в антропогене.— В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969.
Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы.

и их геологическое значение.— Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, отд. геол. и минер., 69, вып. 2, 1957.
Сергин С. Я., Сергин В. Я. Исследование динамики колебаний климата на протяжении четвертичного периода.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 4.
Стрелков С. А. Развитие береговой линии арктических морей СССР в четвертичном периоде.— Тр. Ин-та геол. АН Эст. ССР, 8, 1961.
Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Быранга. М., «Наука». 1966.
Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 22. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спирин А. И. Впадины байкальского типа северной Монголии.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., № 6, 1969.
Чижов О. П. Ледники и климат. Природа, 1966, № 7.
Чижов О. П. и др. Оледенение Новой Земли. Результаты исследований по программе Международного геофизического года. Гляциология, 1968, № 18.
Чочиа Н. Г. (ред.) Геологическое строение и прогноз нефтегазоносности севера Западной Сибири.— Тр. Всес. нефт. н.-и. геол. ин-та (ВНИГРИ), т. 263. М., 1968.
Чумаков И. С. Некоторые вопросы истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным.— Сов геол., 1971, № 10.
Харланд У. Б. Проверка фактами теории мобилизма.— Уч. зап. НИИ геологии Арктики, 10, 1967.
Холлин Дж. Об истории оледенения Антарктиды.— В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., «Прогресс», 1964.
Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов.— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964.
Шараф Ш. Г., Будникова Н. А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата.— Тр. Ин-та теоретич. астрономии АН СССР, т. 14. М., «Наука», 1969.
Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.
Шик С. М. Погребенные долины юго-западной части Подмосковного бассейна.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. центральн. районов Европейской части СССР», вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Шютт В., Хоппе Г., Блейк В. (мл.), *Гросвальд М. Г.* О распространении позднеплейстоценового оледенения в европейской Арктике.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1968, № 5.
Шараф Ш. Г., Будникова Н. А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебания климата.— Тр. Ин-та теоретич. астрономии АН СССР, т. 14. М., «Наука», 1969.
Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.
Шик С. М. Погребенные долины юго-западной части Подмосковного бассейна.— В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископ. центральн. районов Европейской части СССР, вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Шютт В., Хоппе Г., Блейк В. (младший), Гросвальд М. Г. О распространении позднеплейстоценового оледенения в европейской Арктике.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1968, № 5.
Bauer A. The balance of the Greenland ice steet.— J. Glaciol., 1955, 2, N 17.
Blundell D. J., Griffits D. H., King R. F. Geophysical investigations of buried river valleys around Cardigan Bay.— Geol. J., 1969, 6, N 2.
Blüthgen J. Die diluviale Vereisung des Barentsseeschelfes.— Die Naturwissenschaften, 1942, 30. Jahrg., H. 44/45.
Butzer K. W. Quaternary stratigraphy and climate in the Near East.— Bonner Geogr. Abhandl., 1953, H. 24.
Cepek A. G. Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR.— Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., 1967, Reihe A, 12, N 3/4.
Curry R. R. Glaciation about 3 000 000 years ago in the Sierra Nevada.— Science, 1966, 154, N 3750.
Dana J. D. Adress of the president of the Association.— Proc. Amer. Assoc. for Adv. of Science, 1855, 9.
De Geer G. Om östra Spetsbergens glaciation inder istiden.— Geol. Fören. i. Stockholm Förhandl., 1900, N 201, Bd. 22, H. 5.
Einarsson T. On the question of Late-Tertiary or Quaternary connections across the North Atlantic and the dispersal of biota in that area.— J. Ecol., 1964, 52.
Emery K. O. Topography and sediments of the Arctic Basin.— J. Geol., 1949, 57, N 5.
Emery K. O. Shallow structure of continental shelves and slopes.— South-eastern Geology, 1968, 9, N 4.
Emery K. O., Zarudski E. F. K. Seismic reflection profiles along the drill holls on the continental margin of Florida.— Geol. Survey Profess. Paper, 1967, 581-A.
Ewing M., Donn W. L. The theory of ice age, I.— Science, 1956, 123, N 3207; II.— Science, 1958, 127, N 3307; III.— Science, 1966, 152, N 3730.

Frenzel B. Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord — Eurasiens. Wiesbaden, 1968.
Girdler R. W., Fairhead J. D., Searle R. C., Sowerbutts W. T. C. Evolution of rifting in Africa.— Nature, 1969, 224, N 5225.
Glenie R. C., Schofield J. C., Ward W. T.— Tertiary sea levels in Australia and New Zealand.— Palaeogeogr., palaeoclim., palaeoecol., 1968, 5, N 1.
Goodel H. G., Watkins N. D., Mather T. T., Koster S.— The Antarctic glacial history recorded in sediments of the Southern Ocean.— Palaeogeogr., palaeoclim., palaeoecol., 1968, 5, N 1.
Gregory J. W. Raised beaches and variations of sea level.— Scientia (Bologna), 1931, v. 49, N 2.
Harland W. B. Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region.— In: Kay M. (editor) North Atlantic geology and continental drift. Tulsa (Oklahoma), 1969.
Herman Y. Arctic paleo-oceanography in Late Cenozoic time.— Science, 1970, 169, N 3944.
Holtedahl H. Some remarks on geomorphology of continental shelves of Norway, Labrador and southern Alaska.— J. Geol., 1958, 66, N 4.
Kvasov D. D. Postulate einer Eiszeit Theorie.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1971, 22.
Le Masurier W. E. Volcanic evidence vor Early Tertiary glaciation in Marie Byrd land.— Antarct. j. U. S., 1970, 5, N 5.
Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 12.
Maclaren C. The glacial theory of professor Agassiz.— Amer. J. Science and Arts, 1842, 42.
Mercer J. H. Glaciation of southern Argentina more than two million years ago.— Science, 1969, 164, N 3881.
Nansen F. The bathymetrical features of the North Polar seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of shore-line.— In: The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific results, 1904, v. IV, N 13.
Neev D., Emery K. O. The Dead Sea.— Bull. Geol. Surv. Israel, 1967, 41.
Nehring A. Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit mit besonderer Berücksichtung ihrer Fauna. Berlin, 1890.
Penck A. Die Ursachen der Eiszeit.— Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Phys.-Math. Kl., 1928, N 6.
Spencer A. M. High continental elevation preceding the Pleistocene Period.— Geol. Mag., 1890, N. S., Dec. 3, v. 7, N 5(311).
Steuerwald B. A., Clark D. L., Andrew J. A. Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, 5, N 2.
Stokes W. L. Another look at the Ace Age.— Science, 1955, 122, N 3174.
Tanner W. F. Multiple influences on sealevel changes in the Tertiary.— Palaeogeogr., palaeoclim., palaeoecol., 1968, 5, N 1.
Upham W. Quarternary changes of levels.— Geol. Mag., N. S., 1890, Dec. 3, v. 7, N 11(317).
Valentin H. Der Nordseeraum an der Wende Tertiär — Quartär.— Die Erde, 1951—1952, H. 3—4.
Voorthuysen van J. H. Crustal movements of the North Sea Basin during Pliocene and early Pleistocene time.— Geol. en Mijnb, 1954, N. S., 16, N 6.
Wensink H. Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated plio-pleistocene tillits in Iceland.— Geol. Rundsschau, 1965, 54.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

Л. В. ТАРАКАНОВ, В. Ю. БИРЮКОВ, В. Н. НОВИКОВ,
Н. А. ГРАБЕЦКАЯ, Т. Д. БОЯРСКАЯ

СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ВАНЬКИНОЙ ГУБЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Рыхлые толщи района Ванькиной губы естественно группируются в геолого-геоморфологические комплексы, определяемые их положением в рельефе или, точнее, геоморфологической позицией. Их всего пять: комплекс высоких цокольных террас; склоновый и равнинный, составлявшие до расчленения эрозией единую поверхность рыхлого покрова и в этом смысле синхронные; долинный, вложенный в склоново-равнинные толщи,— озерно-болотные отложения долин и котловин промежуточных уровней, торфяниковая терраса оперяющей сети и долинные отложения магистральных водостоков, тоже грубо синхронные между собой; прибрежно-морской, объединяющий донные илы и илистые осушки губы, солонцы нагонных лагун, нагонную террасу, галечно-щебнистые пляжи и косы.

О комплексе отложений *высоких цокольных террас* ничего нам неизвестно. Разумеется нагорные террасы Хаарстана можно считать результатом гольцового выветривания, но вряд ли это плодотворно. Приняв же гипотезу об их аллювиальном происхождении, можно надеяться обнаружить на них древнейшие рыхлые отложения района и тем самым существенно расширить их стратиграфический диапазон; это тем более вероятно, что на Чукотке нам встречалась галька на таких же террасах.

Склоновый комплекс почти не привлекал внимания исследователей стратиграфии рыхлых толщ Ванькиной губы. Между тем, его строение и его соотношение с равнинным — кардинальнейший вопрос этой стратиграфии: то или иное решение его определяет мощность нормального геологического разреза.

Принципиально возможны три их типа. Во-первых, склоновые отложения могли бы непрерывно наращивать равнинные — тогда они были бы моложе равнинных, а их мощность превышала бы разбуренную мощность последних. Во-вторых, склоновые отложения могли бы несогласно налегать на равнинные — они были бы моложе, но мощность их была бы несравнимо меньшей. В-третьих, склоновые отложения непрерывно продолжаются на равнине — тогда они должны быть стратиграфическим эквивалентом (фациальной разностью) равнинных, и их мощность не увеличивает мощности нормального геологического разреза.

На юго-западном склоне горы Б. Чокуурдаах эти отложения вскрыты четырьмя линиями шурфов 1949—51 гг. на всю их мощность: от 2—3 у вершины до 15—20 м у подножья горы, точнее — вблизи бровки берегового уступа.

В основании склонового чехла, от самого подножья до 90 м н. у. м, залегает горизонт песчанисто-дресвянистых глин различных оттенков охристого цвета, насыщенных каменистым материалом самой разной крупности, окатанности и выветрелости, известный под названием «коры

выветривания». Залегает он везде на скальных породах, но непрерывным переходом с ними не связан, а обилие и крупность глыб и валунов, насыщающих горизонт, разная их окатанность и отсутствие видимой сортировки внутри горизонта заставляют представлять его формирование в условиях сильно расчлененного рельефа путем цементации глинистым материалом грубообломочных склоновых шлейфов, пролювиальных конусов и т. п. Наличие же среди глыб и валунов одного состава и совершенно невыветрелых и рассыпающихся в горсти дресвой свидетельствует, видимо, о длительности существования этих условий или — формирования горизонта. Важно отметить прихотливые, несомненно реликтовые, очертания горизонта в плане, не согласующиеся с характером скального рельефа его подошвы, и, следовательно, обусловленные рельефом его кровли, т. е. последующим размывом.

Горизонт «коры выветривания» на склоне перекрыт чехлом серых алевритов, насыщенных в той или иной мере каменистым материалом: верхний горизонт чехла его почти не содержит, в среднем — щебень присутствует в заметных количествах, в нижнем — кроме щебня присутствуют глыбы. Границы между этими горизонтами, разумеется, условны, а мощности их довольно изменчивы, вплоть до выклинивания на отдельных участках, но в целом они простираются субпараллельно склону, образуя структуру облекания. Структура облекания чехла наблюдается и непосредственно в свежих промоинах над бровкой уступа, алевриты верхнего горизонта имеют очень тонкую, параллельную поверхности склона слоистость и вмещают согласные пласты ископаемого льда, тоже тонко-параллельнослоистого.

Горизонт «коры выветривания» и горизонты алевритового чехла занимают общую геоморфологическую позицию, но условия залегания и условия формирования их резко отличны. Первый сохранился как реликт, чехол образует целостную структуру облекания: совершенно очевидно, их разделяют перерыв в накоплении и глубокий размыв. Первый практически несортирован, второй обнаруживает гравитационную дифференциацию и тонкую облекающую слоистость. Каменистый материал обоих можно считать местным, чокуурдаахским, «заполнители» же их принципиально различны литогенетически.

В самом деле, откуда взялась алевритовая пыль с вершины горы Чокуурдаах? Она должна быть либо местной, либо принесенной сюда ветром, ибо структура облекания исключает любой другой перенос. Но эта пыль не местная, т. к. под алевритовым чехлом выявлен скульптурный скальный рельеф, фиксированный галькой древних эрозионных уровней и, кроме того, нет никакой возможности сбалансировать объем алевритового чехла и объем скальных пород, дезинтеграцией которого мог бы быть обеспечен объем чехла. Этот вывод для склонового шлейфа Хаарстана менее очевиден, но и запрещающих обстоятельств для его распространения, по-видимому, не существует.

Остается добавить, что теперь склоновый чехол деградирует. Об этом свидетельствуют выступы скального фундамента, высвободившиеся из-под него, струйчатая структура поверхности, фиксируемая аэроснимком, и прямые наблюдения: на развеваемых поверхностях склонов скапливаются россыпи щебенки такой плотности, что для ее сепарации из толщи алевритов должен был подвергнуться дефляции или смыву довольно мощный слой.

Рыхлый *чехол равнины* у подножий гор Б. Чокуурдаах и М. Чокуурдаах характеризует переход между склонами и равниной.

В трех скважинах в основании разреза, непосредственно на скальном основании, обнаружен горизонт охристо-глинистой «коры выветривания», в одной из них он перекрывается сине-зеленым горизонтом, на-

званным так за характерные голубоватые, синие, сине-зеленые и зелено-серые окраски слагающих его суглинков и супесей. Обломочного материала в нем в общем меньше, чем в «коре», и обломки менее крупны, но иногда щебень и галька в нем преобладают, образуя линзы «речников». Горизонт не непрерывен: он распадается на линзовидно-слоистые тела до 2 км протяженностью и до 10—20 м мощностью, залегающие в очень широком диапазоне высот: от +20 до —55 м. Тела обычно вогнутые, но иногда их кровля осложняется выпуклостями; тяготеют они к понижениям в скальном фундаменте и, как правило, залегают на нем непосредственно, но изредка все-таки отрываются от скалы, подстилаясь серыми алевритами, подобными склоновым. Эти особенности залегания и морфологии горизонта вынуждают предположить, что его формирование началось несколько позже склонового накопления и завершилось размывом.

Стратиграфически выше вскрыто два линзовидно-слоистых тела буро-коричневых суглинков и супесей с примесью мелкого каменистого материала, лигнитами и обильными остатками древесной растительности (древесины, веток, листвы), выделяемые в горизонт с древесными остатками. Протяженность тел 1 км и 600 м, занимаемый диапазон высот от —15 до —55 м при мощности до 20 м; залегают они либо прямо на скале, либо на сером алеврите, либо, наконец, на сине-зеленом горизонте. То, что стратиграфически более высокий горизонт залегает ниже подстилающего и непосредственно на древнейших отложениях, вполне объясняется предшествовавшим его накоплению размывом.

Выше залегают серые алевриты с примесью песка, линзами торфа, иногда — преимущественно в нижних слоях — щебня, дресвы, гравия и гальки, являющиеся непосредственным продолжением склоновых алевритов на равнине. Эти алевриты подстилают, вмещают, прослаивают и перекрывают мощные льдистые тела, благодаря чему и выделяются в льдистый горизонт. Линзовидно-слоистые льдистые тела мощностью до 30 м состоят на 70—90% из ископаемого льда, как правило, чистого, но иногда загрязненного песком, илом и торфом, тяготеют к верхней половине горизонта и лишь в единичных случаях ложатся прямо на сине-зеленый горизонт. На склонах льдистые тела поднимаются много выше тылового шва равнины, ниже —20 м они не установлены в этих разрезах. С удалением от склонов и увеличением мощности горизонта (максимально 60 м) в диапазоне от +200 до —40 м льдистые тела предваряются в разрезе линзами, либо чаще оторочками «слабо льдистых» алевритов, содержащих 10—50% ископаемого льда. Таким образом, строение льдистого горизонта ясно показывает, что, во-первых, условия, приведшие к формированию мощных тел ископаемого льда, возникли не одновременно с началом формирования горизонта, и что, во-вторых, создавались и нарастали они постепенно.

Принципиальная тождественность склоновых алевритов и льдистых алевритов равнины позволяет распространить представление о ветровом переносе и на последние, но на равнине этот процесс должен смыкаться с флювиальным перемещением принесенного ветром материала и озерно-болотной аккумуляцией. Нельзя не видеть также принципиальную тождественность условий залегания: линзовидно-слоистую форму тел и разновысотность льдистого, древесного и сине-зеленого горизонтов. При всей их яркой индивидуализированности условиями накопления они составляют покровный склоново-равнинный комплекс, на возвышенностях естественно редуцированный: сокращается общая мощность, из разреза выпадают горизонты наинизших высотных диапазонов.

В 1971 г. нам удалось собрать довольно много костных остатков; поскольку эрозионный врез не превышает 20 м относительной высоты,

т. е. вскрывает не более половины мощности льдистого горизонта, все они могут характеризовать только этот интервал разреза покровного комплекса. Среди этих остатков А. Н. Мотузко (МГУ) определил 13 фрагментов северного оленя (Rangifer tarandus), 4 — мамонта (Mammuthus primigenius), 4 — лошади (Equus caballus), 2 — бизона (Bison sp.) и 1 — донского зайца (Lepus tanaiticus). Два фрагмента: нижний зуб лошади P_{3-4} с древними признаками и обломок последнего нижнего коренного зуба M^{1-2} мамонта раннего типа — возможно среднеплейстоценовые и захоронялись не в мерзлом грунте. Можно ли придавать этому факту палеоклиматическое значение, мы судить не беремся.

Итак, склоново-равнинный покровный комплекс, судя по условиям залегания и морфологии его горизонтов, обилию растительных, в том числе древесных, остатков, ископаемым льдам, слагающим до половины его мощности (максимальная установленная — 75 м), и, наконец, остаткам степной фауны в его верхах, представляется сформировавшимся в несомненно континентальных условиях под определяющим воздействием ветрового переноса. Время формирования верхней его части — на глубину эрозионного вреза — верхний плейстоцен, не древнее конца среднего, когда оно закончилось — неизвестно. Пока мы можем оценить лишь поздний временной предел его: радиоуглеродный возраст древовидной березы, росшей на береговом уступе—борту долины оз. Чокуурдаах, 8950±100 лет (МГУ-230), т. е. 9—10 тыс. лет назад поверхность покрова была уже глубоко расчленена долинной сетью, и это, конечно, не начало врезания.

Береговой уступ губы, срезая днища котловин, обнаруживает вложенные в покровные алевриты горизонтальнослоистые торфяники небольшой (первые метры) мощности. В долинках оперяющей сети молодой врез, превращающий их в каньоны, вскрывает такие же торфяники, судя по неразложившимся остаткам, из растительности, не отличающейся от современной, видимой мощностью до 15 м. Накопление этих торфяников началось, по-видимому, позже 9 тыс. лет назад и продолжается по сей день. Долинные отложения вскрыты на всю мощность у подножья горы Б. Чокуурдаах.

И здесь в основании разреза обнаружена охристо-глинистая «кора», достигающая мощности 12 м; мощность эта явно неполная, горизонт сильно размыт: разведочные выработки иногда фиксируют прямо-таки скальную крутизну уступов его кровли, прихотливость и независимость от скального рельефа его очертаний в плане еще более подчеркивает его остаточность. Не остается сомнений, что этот горизонт — сильно размытый подгорный шлейф, однако тем самым вполне определенно намечается противоречие между фактом его существования, его мощностью и протяженностью и сглаженностью склонов горы Чокуурдаах: такой шлейф впору Хаарстану. Устранить это противоречие можно, предположив значительную продолжительность его формирования и последующего размыва. Вскрыт здесь и сине-зеленый горизонт; максимальная мощность 20 м, диапазон глубин до —55 м, залегает не глубоко, часто до скалы, размытой «коре» и сам глубоко, на всю мощность, размыт. В интервале от —27 до —41 м вскрыт бурый горизонт с древесными остатками, несомненно тоже размытый. Их литологические особенности, общий диапазон высот залегания и стратиграфическая последовательность не позволяют сомневаться, что это горизонты склоново-равнинного комплекса.

Стратиграфически выше с глубоким размывом, ложась на сине-зеленый горизонт, «кору» и на скалу непосредственно, залегают песчанистые алевриты с переменным, но в общем незначительным, количеством щебня, дресвы и гальки, как правило, плохо окатанной, желто-

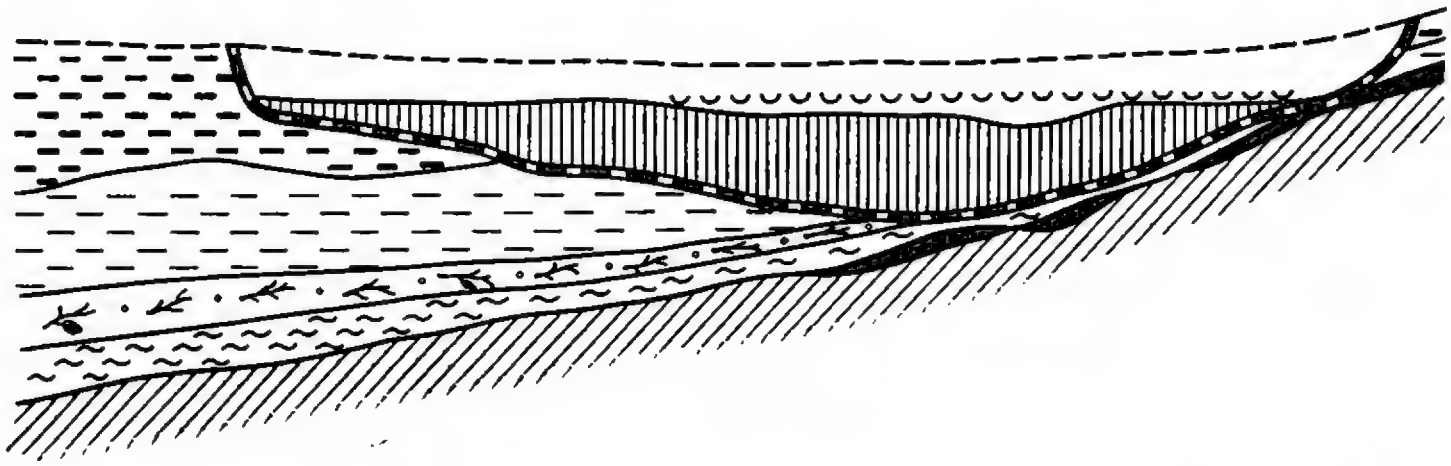
или желтовато-серой окраски, выделенные нами в желтый горизонт. Начинается он часто практически ото льда, максимальная глубина залегания —45 м, а максимальная вертикальная мощность всего 22 м, т. е. он в свою очередь подвергся глубокому размыву, иногда от него остались совсем небольшие линзы.

Стратиграфически выше желтого, ложась на все без исключения горизонты вплоть до скалы, залегают алевриты темно-серого горизонта, отличающиеся от желтого лишь своей окраской, обусловленной, по-видимому, рассеянной органикой. Внутри горизонта выявлены две мощные, до 10—15 м, линзы речников, в которых обломочный материал преобладает над алевритовым заполнителем. Темно-серые алевриты не размыты: они повсеместно начинаются ото льда, их максимальная глубина залегания —48 м, максимальная вертикальная мощность 46 м.

Желтый и темно-серый горизонты, отсутствующие в разрезах склонов и равнины, ограниченные береговым уступом, а сверху — единой аккумулятивной поверхностью, и залегающие в общем диапазоне высот, и представляют собой *долинный комплекс* магистральной сети. Эти горизонты, имеющие со всеми подстилающими несомненно эрозионные контакты и выполняющие занимавшееся ими пространство (рис. 1), надо думать, и сформировались за счет их материала путем перемыва. Еще более в этом мнении укрепляют пространственные взаимоотношения самих этих горизонтов: эрозионная природа их контакта, очевидная на разрезах, еще нагляднее выявляется из сопоставления карт рельефа их подошв, обнаруживающего не только резкое несовпадение эрозионных планов этих поверхностей, но и различие самого их облика. И если это легко понять как результат флювиального, руслового, формирования комплекса, то представление о любом другом механизме формирования потребовало бы массу дополнительных допущений.

Но, таким образом, мощность долинного комплекса определяет глубину эрозионного вреза, точнее — глубину русловой деятельности. Полная его мощность неизвестна, неизвестны и объемные соотношения его горизонтов: они не оконтурены разведочной сетью. Однако и 46 м русловых отложений предполагают достаточно мощный водоток, обеспечить который местный водосбор вряд ли бы смог при любой влажности климата. Отсюда возникает предположение о его транзитности: Ванькина губа до оккупации акваторией была не долиной пра-Чокуурдааха, пра-Хаарыстааха или их обеих, а излучиной, скорее даже старицей, какой-то крупной реки, в которую впадали указанные прареки. Следует подчеркнуть, что это предположение основывается именно на величине мощности переотложенного материала и глубине вреза, и дефицит пространства (рис. 2), по-видимому, в значительнейшей степени обусловливаются высокой льдистостью размывавшегося разреза: ничтожный по площади водосбор руч. Торфяный обеспечил ему 15-метровую глубину вреза. В этой связи намечается и еще вопрос: льдистый горизонт в пределах разведочной сети отсутствует, перемыт полностью, но значит ли это, что он уничтожен в пределах всей долины, ставшей акваторией? Скорее всего — нет, и вскрытый пройденной с осушки у м. Нерпичьего скважиной на глубине 82—100 м лед тому свидетельство.

Наконец, обращает на себя внимание то обстоятельство, что, несмотря на очевидный размыв желтого горизонта темно-серым, кровли их не разделены террасовым уступом, а составляют единую аккумулятивную поверхность. Это дает основание думать, что формирование темно-серого горизонта было не результатом нового цикла эрозии, а изменившихся условий накопления, скорее всего, климатических. Тем самым намечается возможность синхронизировать его формирование и накопление торфяниковой террасы в оперяющей сети, а формирование



желтого горизонта — с врезанием самих долин, завершившимся, в основном, 9 тыс. лет назад. Начало же врезания лимитируется концом формирования склоново-равнинного покрова, в который он врезан, и время которого пока не может быть определено точнее, чем не ранее второй половины верхнего плейстоцена.

Современные в самом тесном смысле этого слова прибрежно-морские отложения (комплекс) — донные илы имеют мощность, видимо, много меньше метра. Попытка подсчитать максимально возможную среднюю мощность переотложенного по всей площади губы абрадированного материала дала цифру всего около 5 см, даже за вычетом осушек. Совершенно очевидно, что практически всё осадконакопление фиксируется морфологически четко выраженными аккумулятивными формами.

Достоверно взаимоотношения этих форм с горизонтами других комплексов выявлены только в прибрежной полосе, где они представлены подводным береговым склоном, пляжем и штормовым валом. Узкой непрерывной полосой они ложатся непосредственно буквально на все горизонты: на «кору», на желтый и темно-серый горизонты, прямо на скалу, в нескольких случаях — на сине-зеленый горизонт, залегая у подножья уступа, т. е. гипсометрически ниже более древних склоновых алевритов. И это резко несогласное залегание — явно трансгрессивное: прибрежно-морской комплекс повсеместно перекрывает границы самого молодого, самого близкого ему по времени, темно-серого горизонта. Эти взаимоотношения с несомненностью выявляют трансгрессию губы, во-первых, и оккупацию ею эрозионной ванны, во-вторых. Оценить время ее затопления, точнее — установления современной береговой линии в Ванькиной губе, позволило разновысотное положение береговых кос губы и ее нагонных заливов: между 7,5 и 1,5 тыс. лет назад.

Наибольшая известная мощность комплекса — в штормовых валах. Вероятно, также велика мощность морских отложений на осушках и нагонных террасах губы, поверхность которых формируется штормами максимальных нагонов, а уступ — рядовых нагонов. Интересно отметить, что видовой состав фораминифер, постоянно обитающих в губе и поступающих туда с массами нагонной воды, при несомненной их близости, весьма различен. Из 12 образцов, отобранных близ уреза воды, Г. Н. Недешева (МГУ) определила: Globulina glacialis Cushman et Ozawa, Protelphidium orbiculare (Brady), P. asterotuberculatum (Voorthysen), P. parvum Gudina, Elphidium subclavatum Gudina, E. boreale

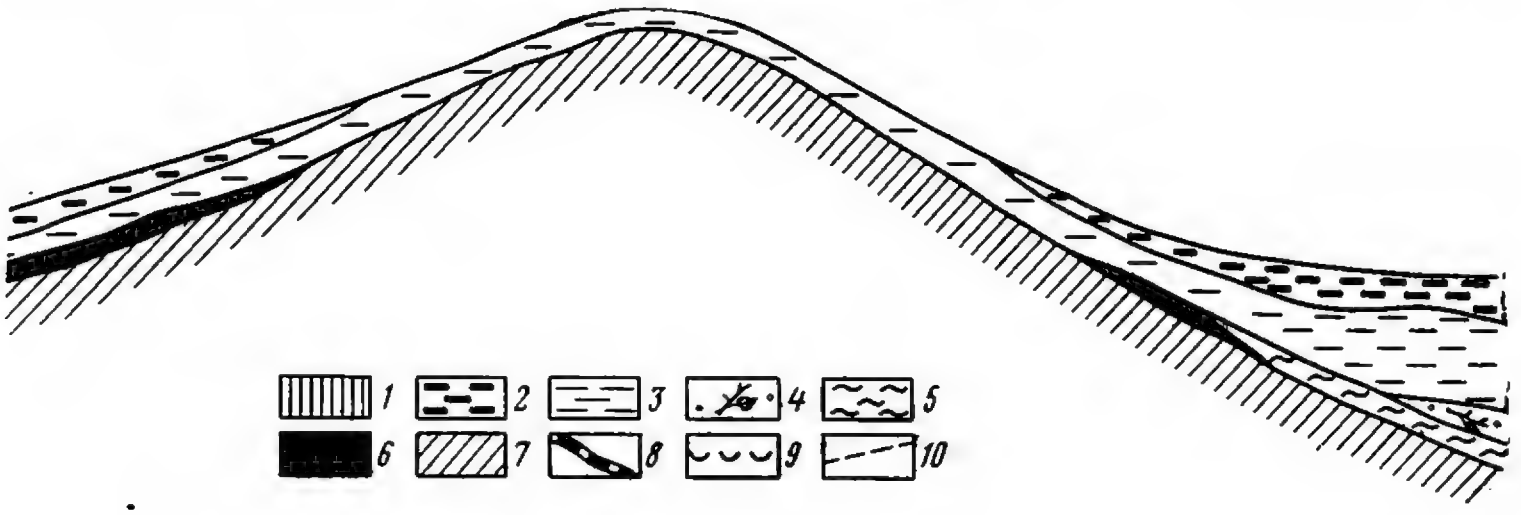


Рис. 1. Положение долинного комплекса в разрезе рыхлых отложений у горы Б. Чокурдаах

1 — долинный комплекс, горизонты склоново-равнинного покрова; *2* — верхняя, наиболее льдонасыщенная часть льдистого горизонта; *3* — нижняя часть льдистого горизонта; *4* — горизонт с древесными остатками; *5* — сине-зеленый горизонт; *6* — горизонт коры выветривания; *7* — поверхность скального рельефа; *8* — долинный врез; *9* — поверхность акватории; *10* — реконструкция поверхности едомы

Nuzhdina, Gribroelphidium granatum (Gudina), G. subarcticum (Cushman), Ammotium cassis (Parker), Proteonina diflugiformis (Brady), Pseudopolymorphina novanliae (Cushman), Polymorphina sp.. Trochammina nana (Brady), T. rotaliformis Wrigt, Gribrononion incertus (Williamson), а в одном из пяти, отобранных И. Р. Плахтом из тела нагонной террасы (скв. МГУ-3 1971 г.),— Elphidium subclavatum Gudina, Cassidulina subacuta Gudina, Pninaella pulchella Parker, Elphidium granatum Gudina, Protelphidium lenticulare Gudina, Alabaminoides mitis (Gudina), Bucella honnai arctica Voloshinova. В этих списках только два вида общие.

Микрофаунистическому анализу были подвергнуты образцы и других комплексов. Из 16 образцов, характеризующих равнинный комплекс, только в одном, с глубины 48 м, обнаружена одна плохо развитая раковина Protelphidium orbiculare и в 11 образцах И. Р. Плахта с глубины 9,5 м — тоже одна ожелезненная раковина того же вида. Совсем не обнаружены фораминиферы в образцах, характеризующих долинный комплекс у Нерпичьего и на Чокуурдаахской осушке. Таким образом, в 9 из 17 образцов заведомо морских отложений обнаружены десятки экземпляров фораминифер, принадлежащих 21 виду; в 58 образцах равнинных и долинных не морских отложений обнаружены две фораминиферы плохой сохранности. Если алеврит покровного комплекса действительно перенесен ветром, то ничего нет проще представить себе принесенными ветром и эти две раковинки.

Однако в некоторых образцах были встречены и остракоды, давшие некоторым исследователям основание считать вмещающие их толщи прибрежно-морскими: лиманными, лагунными и т. п. Вот эти находки.

В долинных отложениях на Чокуурдаахской осушке с глубины 1,9, 2,5 и 4 м найдено 10 остракод, из которых предположительно определена одна личиночная форма Elofsonella concinna (Jones), 2 — Cythere albomaculata Baird и 4—Leptocythere castanea g. o. Sars. По заключению Е. В. Постниковой (2-ГУ) C. albomaculata и L. castanea характеризуют солоноватоводные прибрежно-морские условия. При этом, однако,

известно, что альбомакулата «поднимается по рекам и выше влияния зоны приливов». Не могла ли подняться с ней вместе и кастания?

В равнинных отложениях остракоды встречены с глубины 3,65; 5,15; 6,10 и 9,35 м: восемь створок личиночных форм, среди которых более или менее уверенно определена Limnocythere sp. и правая створка кастании, по характеру скульптуры несколько отличающаяся от типичных; первая свидетельствует об озерном или лиманном опресненном бассейне, вторая указывает на солоноватоводные морские прибрежные условия.

Иными словами, единственное основание считать равнинные и долинные толщи прибрежно-морскими — сонахождение с пресноводными формами солоноватоводной кастании. Вряд ли это надежное основание: скорее следует допустить, что и она может быть пресноводной, тем более, что в тех же образцах В. И. Курсалова (МГУ) определила четыре экземпляра заведомо пресноводного Odhneripisidium aff. janense Starobogatov et Streletzkaja.

Геологические взаимоотношения выделенных на основе массовых разведочных данных горизонтов и их комплексов с высокой степенью надежности позволяют полностью рассмотреть весь нормальный геологический разрез рыхлых толщ Ванькиной губы (таблица). Тем самым однозначно устанавливается общая последовательность их формирования и, следовательно, достоверная временная основа реконструкции геологических событий. Если суммировать изложенное, не повторяя деталей, это выглядит так:

1) формирование высоких цокольных террас древних (мел? палеоген?) эрозионных уровней;

2) формирование и размыв мощного подгорного шлейфа, сцементированного переотложенным материалом «коры выветривания»;

3) формирование покровного комплекса в составе сине-зеленого, древесного и льдистого горизонтов в континентальных условиях, но при весьма существенном участии ветрового переноса; верхняя половина льдистого горизонта содержит остатки пресноводных и солоноватоводных (?) остракод, пресноводных моллюсков и средне-верхнеплейстоценовых степных млекопитающих;

4) эрозионный врез не позднее 10 тыс. лет назад и формирование в магистральной долинной сети желтого и темно-серого горизонтов из материала покровного комплекса и подгорного шлейфа, в оперяющей сети — торфяниковая аккумуляция;

5) ингрессия моря в долины не ранее 7,5 и не позднее 1,5 тыс. лет назад и формирование маломощного прибрежно-морского комплекса.

Эту реконструкцию геологических событий и условий, в которых они протекали, подтверждают и существенно дополняют результаты специального литологического и палинологического анализов образцов, характеризующих выделенные нами горизонты (см. рис. 2). С необходимой полнотой результаты тонкого гранулометрического и минералогического анализа излагаются в отдельной статье, здесь же приводятся основные выводы из анализа. При этом следует иметь в виду, что недостаточное количество образцов и неблагоприятные условия отбора не позволяют хоть сколько-нибудь полно судить об изменениях литологических и особенно палинологических характеристик внутри горизонтов ни по мощности, ни по латерали, однако эти обстоятельства не могут снизить достоверности полученных суммарных выводов.

Из горизонта «коры выветривания» литологическим исследованиям был подвергнут только один образец, однако они с несомненностью показали, что продуктами «коры выветривания» действительно являются только мелкие фракции, что их переотложение в горизонт происходило

Таблица

Нормальный геологический разрез рыхлых толщ Ванькиной губы

Геолого-геоморфологический комплекс	Горизонт	Максимальная мощность, м	Диапазон высот, м От	До	Взаимоотношение горизонтов и комплексов	
Прибрежно-морской		5	—2	+5,5*	Трансгрессивно-несогласное налегание без размыва	Вложены в покровный комплекс
Долинный	Темно-серый	46	—48	0	Размыв на всю мощность желтого горизонта	
	Желтый	22	—45	0	Сильный размыв не позднее 10 тыс. лет назад	
Склоново-равнинный покров	Льдистый: Льдистые тела	60	—40			
	Льдистый: Слабольдистые тела			+200		
	Льдистый: Серые алевриты					
	С древесными остатками	20	—55	—15	Очень сильный размыв	
	Сине-зеленый	22	—55	+20		
Красноцветы размытого и погребенного подгорного шлейфа	«Кора выветривания»	12	—55	+90	Мощный размыв и длительный перерыв в накоплении	
Высоких цокольных террас			+140	+460		

* В нагонных заливах до 10 м.

уже в иных ландшафтно-климатических условиях и сопровождалось «засорением» местным обломочным материалом. Аналогичные отложения широко известны в миоцене — плиоцене Казахстана (павлодарская свита), Украины (красноцветные глины), Кавказа (скифские глины), Африки (красноцветы саванной зоны).

В составе спорово-пыльцевых спектров этого горизонта абсолютно преобладает (до 95%) пыльца древесных пород, главным образом широколиственных: Tilia (40%), Corylus (25%), Ulmus (15%), Carpinus (5%). Присутствует пыльца Pterocarya, Castanea и Myrica, а из хвойных — Abies, Picea, Pinus s/g Diploxylon и P. exot.; пыльца травянистых

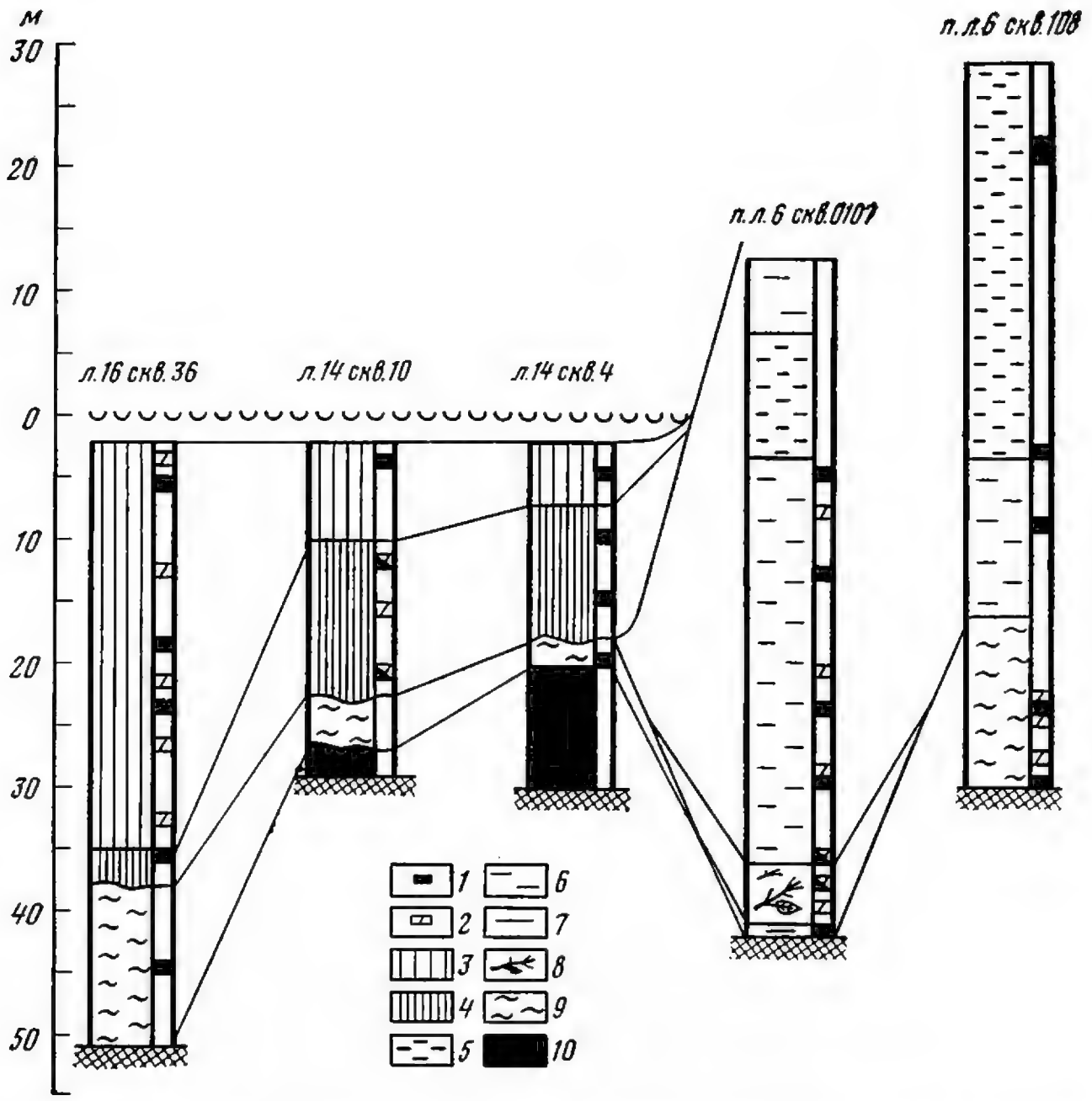


Рис. 2. Схема расположения литологических и палинологических проб в разрезе рыхлых отложений района Ванькиной губы

1 — литологическая проба; *2* — палинологическая проба; *3* — алеврит темно-серый; *4* — алеврит желтовато-серый; *5* — лед (70—90%); *6* — алеврит серый со льдом (10—50%); *7* — алеврит серый; *8* —алеврит бурый с древесными остатками; *9* — супесь и суглинки зеленоватых, синеватых и голубоватых оттенков; *10* — глина охристого цвета со щебнем

растений не обнаружена. Такой состав пыльцы свидетельствует о том, что в период переотложения «коры выветривания» господствовали в ландшафте вязово-липовые леса с примесью граба, каштана, лапины, ели, пихты, экзотических видов сосны и подлеском из лещины; возраст этой растительности, по всей вероятности, олигоцен-миоценовый.

Формирование покровного комплекса происходило уже в иных условиях, которые не оставались постоянными.

Литологический анализ четырех образцов из сине-зеленого горизонта, отобранных по разным скважинам, выявил их несомненные отличия от красноцветных отложений горизонта «коры»: более тонкий состав и лучшая сортированность, высокий выход тяжелой фракции (2—27%), почти полное отсутствие корродированного кварца, преобладание обломков сланцев вместо эффузивов и постоянное присутствие свежего вулканического стекла основного состава в количестве от 1 до 9%. С другой стороны, в образце из скв. 4, установлена явная близость, преемственность материала сине-зеленого горизонта и горизонта «коры»: преобладание обломков выветрелых пород и минералов, присутствие ги-

пергенных гидроокислов железа и карбоната кальция, которые по условиям залегания, безусловно, переотложены. В целом же для этого горизонта характерны значительная роль местного материала и в то же время зависимость его состава не только от подстилающих, но и от перекрывающих толщ.

Чем обусловлена характерная окраска пород этого горизонта, выяснить, к сожалению, не удалось. Наличие же неразложившегося вулканического стекла (пепла?) свидетельствует, видимо, о присутствии в составе отложений горизонта эоловой составляющей, быстро захоронявшейся в условиях значительно более прохладного климата, по сравнению с периодом формирования горизонта «коры».

Вывод этот подтверждается характером спорово-пыльцевых спектров этого горизонта. В них резко уменьшается доля пыльцы древесных пород, причем пыльца термофильных пород выпадает полностью; типична пыльца мелколиственных пород: Betula sect. Albae, Alnus, в меньших количествах — Betula sect. Nanae и Alnaster и единичные зерна Picea и Pinus s/g Haploxylon; возрастает доля спор, главным образом Bryales, появляется пыльца травянистых растений. Для ландшафта той эпохи были характерны заболоченные березовые и ольховые леса с примесью ели и подлеском из кустарниковых березы, ольхи и стланика, т. е. растительность характерная для плейстоцена. Следует отметить, что анализировались образцы из скв. 108, где по условиям залегания горизонт не мог быть засорен пыльцой, переотложенной из горизонта «коры», что для образцов из скв. 4 и 10 совершенно неизбежно, а из скв. 36 (см. рис. 2) — очень вероятно. Однако засорения по условиям отбора проб пыльцой из льдистого горизонта исключить никак нельзя.

Следующий горизонт, бурый с древесными остатками, охарактеризован одним литологическим образцом. И по гранулометрическому и по минералогическому составу (преобладание кварца над полевыми шпатами, свежих полевых шпатов над выветрелыми, значительное содержание устойчивых минералов) он очень близок перекрывающим льдистым алевритам. Отличается он от них несколько большим содержанием обломков выветрелых и свежих местных пород. Специфическая окраска обусловлена большим количеством органики в породах горизонта.

В спорово-пыльцевых спектрах здесь снова господствует пыльца древесных пород: доминирует Betula sect. Albae, Alnus, Pinus s/g Haploxylon, в меньших количествах — Betula sect. Nanae, Alnaster, встречаются зерна Pterocarya, Tilia, Ulmus и Castanea, пыльца травянистых растений отсутствует, количество спор резко уменьшается. И по условиям залегания, и по условиям отбора проб переотложение или загрязнение пыльцой широколиственных пород здесь исключено, но вполне допустимы и переотложение, и загрязнение пыльцой кустарниковых березы и ольхи. Таким образом, синхронными формированию горизонта были ландшафты с господством сосновых и березовых лесов и примесью ольхи, липы, вяза, каштана и лапины. Такие растительные сообщества должны соответствовать климату, считающемуся для Арктики доплейстоценовым. Если это представление справедливо, то границу плейстоцена в разрезе следует проводить по его кровле, а в плиоцене следует предполагать относительное похолодание, синхронное формированию сине-зеленого горизонта. Если же за границу плейстоцена принимать подошву сине-зеленого горизонта, то придется допустить очень значительное плейстоценовое потепление, приходившееся на время формирования бурого горизонта с древесными остатками.

Алевриты льдистого горизонта изучены по девяти литологическим образцам, отобранным из двух скважин. Литология их отличается боль-

шим постоянством и целым рядом особенностей по сравнению с более древними горизонтами «коры» и сине-зеленым. Сортированность их несравненно лучшая, с резким преобладанием (от 60 до 90%) фракции крупной пыли, окатанность зерен — лучше. Обломков местных пород и выветрелых минералов всего 17—33%, а корродированные зерна кварца отсутствуют почти полностью. Повышается общее содержание кварца (и преобладание его (в 2—4 раза) — над полевыми шпатами), устойчивых минералов и их отношение к темноцветным. Постоянно присутствует роговая обманка, практически отсутствующая в древних горизонтах, причем содержание ее вверх по разрезу увеличивается с 1,3 до 11,8%. Наконец, в составе глинистых фракций алевритов и древних горизонтов нет ничего общего. Все это свидетельствует об аллохтонности весьма значительной части материала, слагающего горизонт, и хорошо согласуется с геологическими свидетельствами его эолового происхождения.

Нельзя также не отметить литологического сходства алевритов льдистого горизонта с лёссовыми и лёссовидными отложениями Евразии.

Сближают их также общие особенности условий залегания и близость времени формирования.

В льдистом горизонте спорово-пыльцевые спектры вновь резко меняются. В низах толщи (образцы с глубины 42 и 48 м, скв. 0107) еще содержатся значительные количества пыльцы Betula s. Albae и Alnus и отдельные, скорее всего переотложенные, зерна широколиственных пород. Но преобладает здесь, впервые в разрезе, пыльца кустарниковых: Betula s. Nanae и Alnaster,— а господствует в спектрах уже пыльца травянистых растений: Ericales, Gramineae, Artemisia, Compositae, Cariophyllaceae, Polygonaceae, Cruciferae. В средней и верхней частях горизонта пыльца разнотравья господствует уже абсолютно. Интерпретируя растительность времени формирования льдистого горизонта можно считать, что в процессе накопления его отложений наступило существенное похолодание, приведшее к деградации лесной растительности и становлению открытых ландшафтов тундро-степи, для фитоценозов которой типично сочетание степных и тундровых элементов флоры.

Климатические условия, которым соответствуют такие фитоценозы,— самые суровые за все время формирования рыхлых толщ Ванькиной губы; именно к этой части разреза приурочено мощное накопление ископаемого льда. Если все это связывать с плейстоценовым похолоданием, то за его начало следует принять смену лесных ландшафтов лесотундрой и, следовательно, границей плейстоцена в разрезе следует считать подошву льдистого горизонта.

Отложения долинного комплекса охарактеризованы десятью литологическими образцами, отобранными по трем скважинам. Гранулометрический и петрографо-минералогический состав этих отложений довольно изменчив, однако, изменения характера столбчатых диаграмм, содержания характерных минералов, значения минералогических коэффициентов ограничены вполне определенными рамками, не позволяющими отождествлять эти отложения с отложениями других горизонтов. В целом отложения желтого и темно-серого горизонтов по широкому ряду признаков (отношение свежего кварца к корродированному, свежих полевых шпатов к выветрелым, кварца к полевым шпатам, содержание местного обломочного материала и выветрелых минералов, роговой обманки и устойчивых акцессориев, отношение устойчивых к темноцветным) занимают промежуточное, явно осредненное, положение между «корой» и сине-зеленым горизонтом с одной стороны и покровными алевритами с другой. Между самими горизонтами долинного комплекса закономерных различий, кроме окраски, подметить не удалось ни в

гранулометрическом, ни в петрографо-минералогическом составе; все же можно думать, что в желтом горизонте несколько больше глинистого материала, и что состав его почти такой же, как в «коре» и сине-зеленом. Кажется очевидным, что если все эти особенности долинных отложений вполне понятны как результат руслового перемыва склоново-равнинных толщ, то их совершенно нельзя объяснить бассейновым накоплением.

Спорово-пыльцевые спектры желтого горизонта отличаются близким содержанием пыльцы травянистых растений и кустарников — Betula s. Nanae и Alnaster; в подчиненных количествах присутствует пыльца Betula s. Albae и Alnus. Растительность этого времени — типичные кустарниково-кустарничковые тундры с древовидными березой и ольхой, видимо, проникавшими периодически по долинам,— характеризует значительное потепление климата по сравнению с предшествовавшим периодом накопления льдистого горизонта.

Спектры темно-серого горизонта в основе своей такие же. В них несколько увеличивается доля и видовое разнообразие Ericales, иногда встречаются зерна Pinus pumila и Salix, пыльцы древовидных березы и ольхи меньше и встречается она реже, в составе спор отмечены «холодные» виды Lycopodium. Ландшафты этого времени — травянисто-кустарничковые или кустарничковые тундры, очень близкие к современным; по сравнению с временем формирования желтого горизонта климат снова стал несколько более суровым.

ВЫВОДЫ

1. Возраст древнейших рыхлых отложений района — палеоген, возможно, мел. Вероятно, они слагают высокие цокольные террасы Хаарстана.

2. В основании рыхлого чехла склонов и равнины вскрыты реликты горизонта красноцветов: глубоко размытого подгорного шлейфа, сцементированного переотложенным материалом коры выветривания; его формирование закончилось в олигоцене-миоцене.

3. Останцово-эрозионный скальный рельеф и реликты красноцветов облекает покровный комплекс в составе трех горизонтов (сине-зеленый, горизонт с древесными остатками, льдистый), сформировавшийся в континентальных условиях под определяющим воздействием ветрового переноса; количество аллохтонного материала нарастает вверх по разрезу.

За границу плейстоцена принимается подошва льдистого горизонта: на этом рубеже происходит смена лесных фитоценозов лесотундровыми и тундровыми; максимум похолодания, фиксируемый мощным накоплением ископаемого льда, приходится на верхнюю половину льдистого горизонта, содержащую споры и пыльцу растительности травянистой тундры и кости степных млекопитающих верхнего плейстоцена.

4. Покровный комплекс не позднее 10 тыс. лет назад был расчленен современной долинной сетью; в долинах оперяющей сети и котловинах промежуточных уровней (так называемых аласах) локализовалась торфяниковая аккумуляция, в долинах магистральной сети — формирование желтого и темно-серого горизонтов путем перемыва материала покровного комплекса и красноцветного горизонта. Врезание долин и формирование желтого горизонта происходили при более мягком климате, торфяниковая аккумуляция и формирование темно-серого горизонта — в условиях, практически не отличавшихся от современных. Большая мощность долинного комплекса вызывает предположение, что эрозионная ванна Ванькиной губы до оккупации морем была излучиной крупной реки.

5. Завершает нормальный разрез маломощный прибрежно-морской комплекс, сформировавшийся под воздействием водного зеркала губы, принявшего свои теперешние очертания не раньше 7,5 и не позднее 1,5 тыс. лет назад; ингрессия моря в долины продолжается.

6. Чокуурдаахский разрез, восстановленный на основе геологических взаимоотношений горизонтов и их комплексов, для севера Приморской низменности имеет стратотипическое значение; при этом следует иметь в виду его редуцированность. Задачи дальнейших стратиграфических исследований — вскрыть и дать характеристику отложений высоких цокольных террас, уточнить возрастные границы горизонтов методами абсолютной геохронологии, детализировать исследования в пределах выделенных горизонтов.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

А. К. АГАДЖАНЯН, С. А. КАЛУЦКАЯ

РАННЕТАМАНСКАЯ ФАУНА ПОЛЕВОК В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ДНЕПРА

Изучение ископаемых остатков мелких млекопитающих, интенсивно развернувшееся в последние годы, позволило успешно решить некоторые биостратиграфические задачи, но одновременно поставило ряд новых проблем. Одна из них — объем и положение таманского фаунистического комплекса. Становится все более очевидным, что мелкие млекопитающие во второй половине верхнего плиоцена прошли долгий и сложный путь развития. Местонахождения, которые до сих пор относили к таманским, фактически отвечают лишь позднему этапу развития этого комплекса. Раннетаманские фауны на территории Русской равнины известны очень мало и пока не описаны. Поэтому представляет большой интерес местонахождение, открытое С. А. Калуцкой в бассейне р. Свапа, правого притока р. Сейм.

Летом 1970 г. геологосъемочной экспедицией Геологического управления центральных районов были предприняты работы по уточнению условий залегания отложений на площади, прилегающей к г. Дмитриев-Льговский (Курская область). В результате получены новые данные о широком развитии в бассейне р. Свапа разновозрастных плиоценовых песчано-глинистых образований, которые удалось разделить на три самостоятельные аллювиальные толщи, приуроченные к трем погребенным террасам.

Фрагменты самой молодой террасы наблюдались в обнажениях и скважинах на обоих берегах р. Свапа выше г. Дмитриев-Льговский (рис. 1). Они частично сохранились также по ее притокам на междуречье рек Чернь и Рясник, Рясник и Речица. Наибольшая площадь развития находится на левом берегу р. Свапа, на междуречье рек Свапа и Усожь. Подошва аллювия выдержана в пределах 177—185 м абс. высоты и поднимается над урезом р. Свапа на 25—30 м. Мощность аллювия от 5 м до 20 м. Описываемые отложения предыдущими исследователями включались в состав четвертичных или нижнемеловых отложений. Перекрываются они лёссовидными суглинками и красноцветными элювиальными глинами, реже четвертичным аллювием, на горизонтах нижнего и верхнего мела залегают с отчетливым размывом.

Аллювий, представленный алевритами и песками, в верхней части разреза постепенно переходит в глины и суглинки. Пески кварцевые, зеленовато-серые, серые до черных, участками кирпично-красные, разнозернистые, чистые или алевритово-глинистые, плохо- и среднесортированные. Состав прозрачных минералов тяжелой фракции в глинах, алевритах и песках сходный. Содержание полевого шпата в легкой фракции составляет 1,4—11,0%, в среднем 6,0%. Минеральный состав отложений отличает их от четвертичных небольшим количеством неустойчивых минералов группы эпидота (среднее 2,5%), а от подстилающих меловых толщ — постоянным присутствием силлиманита (среднее 13,0%)

Отложения этой террасы вскрыты в Михайловском карьере, где на абс. высоте 210 м под 25-метровой толщей четвертичных лёссовидных суглинков видно сверху вниз:

	Мощность, м
1. Толща горизонтальнослоистых плотных глин, суглинков и супесей, в верхней части красновато-бурых и коричневато-серых, в нижней—зеленовато-серых и серых. В глинах и суглинках на поверхностях напластования крупные песчаные зерна кварца. Слоистость толщи напоминает пойменную	от 1,0 до 3,0
2. Песок разнозернистый, серый и зеленовато-серый, кварцевый. В верхней части встречаются линзы и прослои красно-бурых и зеленовато-коричневых глин. Местами заметна мелкая косая, невыдержанная по простиранию слоистость	1,0—2,0
3. Базальный слой. Грубые и гравийные пески, по простиранию переходящие в сплошные галечники. Обломочный материал в различной степени окатан: от прекрасно окатанных галек до щебня и представлен кремниями, опоками, писчим мелом, железистым песчаником, юрскими глинами и другими породами. В обломках встречаются также в различной степени окатанные кости животных и древесина. На отдельных участках заметна крупная косая слоистость, однонаправленная, с пологими углами падения (не более 10°)	0,5—1,0
Общая мощность пород	около 5

Из косослоистых песков слоя 3 добыты кости млекопитающих (рис. 2). Они светло-желтого цвета, почти белые. Наружные грани призм повреждены, цемент во входящих углах сохранился плохо. Определены следующие виды:

Mimomys cf. savini Hinton	32 экз.
Villanyia ex gr. petenyii Mehely	1 экз.
Villanyia sp.	3 экз.
Mimomys sp.	59 экз.
Cervidae gen.	1 экз.

Общее количество обломков и целых зубов, использованных в определении,— 175. Практически все они принадлежат корнезубым полевкам, однако на всех зубах корни развиты слабо. От общей высоты коронки корни составляют $^1/_5$, $^1/_6$ часть, а для большинства экземпляров «корнезубость» выражена лишь в закруглении альвеолярных концов конидов. Количество M^1 в коллекции — 23 экз., все они имеют единую пульпарную полость I и II-го корней, т. е. эти зубы обладают только двумя морфологически выраженными корнями. Перечисленные признаки свидетельствуют о том, что полевки Mimomys из данного местонахождения соответствуют позднему этапу филогенетического развития этой группы.

Отсутствие некорнезубых полевок не позволяет относить описываемую фауну к позднетаманской. Она не может считаться и хапровской из-за бедности видового состава корнезубых полевок и отсутствия архаичных форм. Эта фауна уникальна, пока ей невозможно подобрать аналогов на Русской равнине. От типичной хапровской фауны Ливенцовского карьера она отличается также значительно, как и от таманской фауны Ногайска. Вероятно, ее следует считать раннетаманской.

Сопоставление различных плиоценовых местонахождений мелких млекопитающих Русской равнины показывает, что на рубеже среднего и верхнего плиоцена происходят значительные изменения в составе фауны мелких млекопитающих. Если в кучурганском и молдавском комплексах преобладают зайцеобразные (Шевченко, 1965), то в более молодом хапровском — господствуют хомякообразные. На рубеже плиоцена и нижнего плейстоцена произошло появление некорнезубых полевок, которые стали постепенно вытеснять корнезубых. Этот процесс хорошо прослеживается на Русской равнине и в Западной Сибири (Агаджанян, 1970, 1972; Агаджанян, Мотузко, 1972).

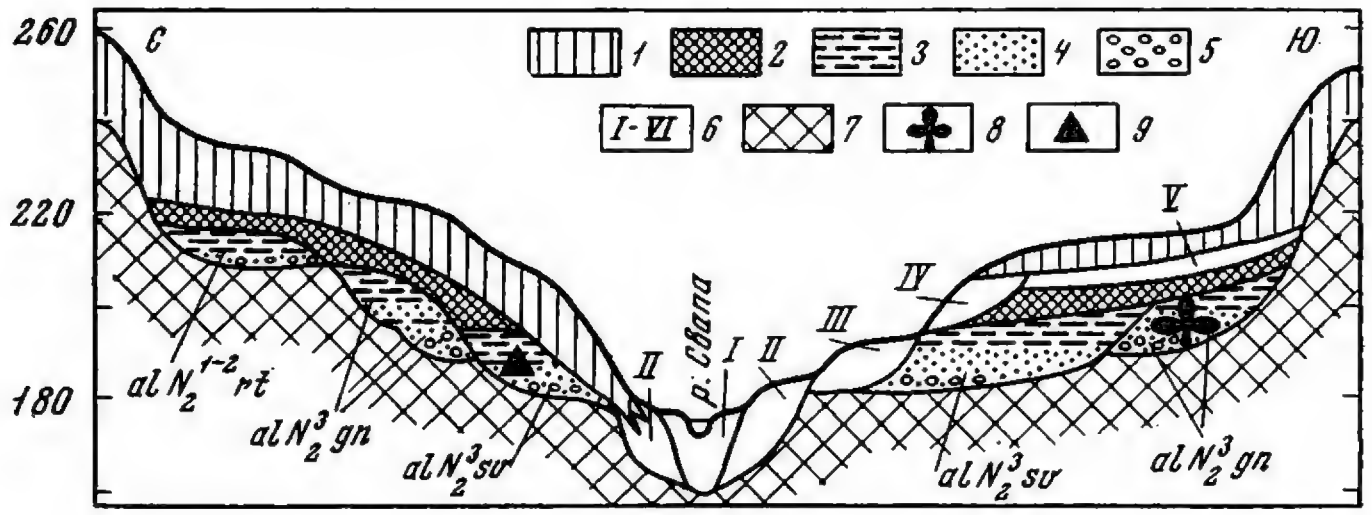


Рис. 1. Условия залегания плиоценовых отложений в бассейне р. Свапа

1 — лёссовидные и делювиальные суглинки;
2 — красно-бурые глины;
3 — серые и зеленовато-серые глины и суглинки;
4 — пески;
5 — галечники;
6 — аллювиальные отложения четвертичных террас;
7 — донеогеновые отложения;
8 — местонахождение семенной флоры;
9 — местонахождение костных остатков мелких млекопитающих у с. Михайловка

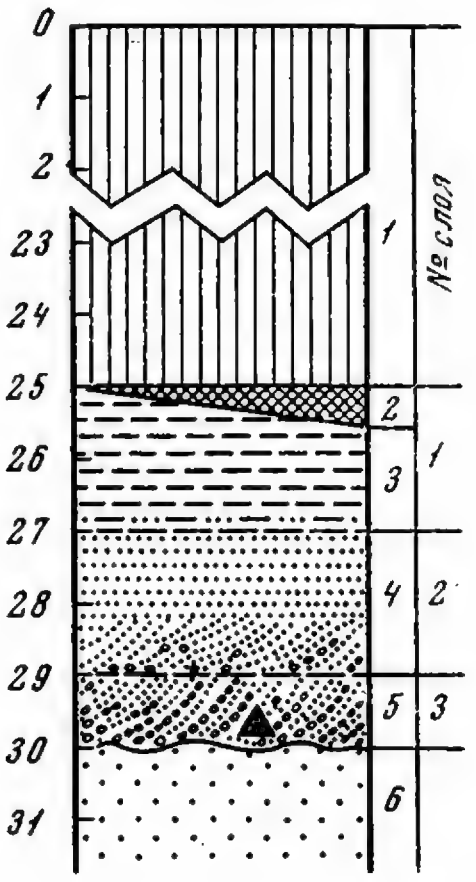


Рис. 2. Условия залегания костеносного горизонта у с. Михайловка

1 — лёссовые суглинки;
2 — глины красноцветные;
3 — глины и суглинки зеленовато-серые;
4 — песок разнозернистый;
5 — грубые гравийные пески с галькой;
6 — глауконитовые сеноманские пески.

Местоположение находок показано треугольником

Самая архаичная из изученных нами фаун найдена в песках самого древнего аллювиального комплекса кривоборской свиты у с. Урыв на правом берегу Дона. Хотя в ее составе преобладают полевки, но еще довольно много зайцеобразных. В фауне Ливенцовского карьера зайцеобразные почти полностью исчезают (Александрова, 1971).

Описываемая фауна в бассейне р. Свапа выглядит еще более развитой. Однако, отнесение ее к таманскому комплексу затруднительно. В наиболее ранних, пока известных таманских фаунах, количество некорнезубых полевок достигает 27% (демский горизонт Аккулаевского местонахождения Башкирии), а в ногайской фауне — 34,3% (Сухов, 1970; Топачевский, 1965). Все это вынуждает признать, что фауна р. Свапа занимает самостоятельное и промежуточное положение между типичными фаунами хапровского и таманского комплексов.

Количество остатков бесцементных полевок очень мало, достоверно удалось определить только 4 экз. Это вероятно объясняется зональными причинами. На протяжении всего плиоцен-плейстоцена вилланийные, а позже лагурусные фауны характерны лишь для юга Русской равнины, в то время как севернее преобладают формы Mimomys, а позже Microtus. Таково и соотношение этих полевок на местонахождениях Венгрии и Польши.

На данной территории выделены еще две плиоценовые аллювиальные толщи: ротмановская и гнездиловская (Грищенко, 1964). Обе они более древние. Ротмановский горизонт отличается литологическими особенностями и положением под красноцветными породами. В гнездиловском же горизонте М. Н. Грищенко получены остатки растений. П. А. Дорофеев считает, что эта флора аналогична флоре, изученной П. А. Никитиным (1957) из глин кривоборской свиты у д. Урыв. В песках, непосредственно подстилающих эти глины с семенами у д. Урыв, И. М. Громовым и Р. В. Красненковым была собрана богатая коллекция костных остатков мелких млекопитающих. Анализ показывает, что эта фауна близка типичной хапровской фауне Ливенцовского карьера, хотя немного ее древнее. Таким образом, в бассейне Свапы отложения, содержащие описываемую в данной статье фауну, прислонены к аналогам кривоборской свиты, под которой в бассейне Дона лежат отложения с хапровской фауной Урыва I. Этот вывод хорошо гармонирует с результатами фаунистического сравнения. Возраст гнездиловской толщи, следовательно, соответствует скорее всего первой половине верхнего плиоцена.

Установлено, что отложения с раннетаманским комплексом млекопитающих приурочены к самостоятельному врезу, ложе которого располагается на 15—20 м ниже ложа гнездиловского горизонта. Перекрываются они красноцветными образованиями или четвертичным аллювием. Эту толщу, характеризующую начало второй половины верхнего плиоцена, предлагаем выделить в местной стратиграфической схеме под названием свапского горизонта. Аналогом его в бассейне нижнего Днепра, возможно, являются аллювиальные отложения с. Каиры. В бассейне среднего Днепра — Северского Донца их аналогом, возможно, являются отложения новохарьковской террасы, в которых обнаружена верхнеплиоценовая «камышевахская» фауна (Проходский, 1963). В связи с этим интересны данные о том, что р. Северский Донец в верхнем плиоцене принадлежала бассейну Днепра (Проходский, Гольдфельд, 1964).

Остатки мелких млекопитающих позволяют провести и более широкое сравнение. В Западной Европе фауны переходного этапа от верхнего плиоцена к нижнему плейстоцену относятся к фазе бетфия — нижнего бихария, что соответствует этапу гюнц-миндель (-кромер). Mimomys savini Hinton, доминирующая в изученном захоронении, характерна для отложений Шелл Краг восточного Рантона и верхних пресноводных слоев Англии (Hinton, 1826). Во Франции это — слои грота Валеро (Chaline, 1966). В Центральной Европе ей приблизительно соответствуют фауны Пюспёкфюрдо, Бетфия, нижних горизонтов пещеры С-718. Верхний возрастной рубеж подобных фаун — конец плиоцена (Heller, 1958; Fejfar, 1956). Следует заметить, что все перечисленные захоронения содержат остатки некорнезубых полевок. Именно из Пюспёкфюрдо описана самая архаичная некорнезубая форма — Allophaiomys (Kormos, 1932). Однако более древние фауны Центральной Европы типа Чарнота и Беременд содержат в изобилии полевок типа M. pliocaenicus и не могут сопоставляться с нашим материалом. Вполне допустимо, что полное отсутствие некорнезубых полевок в аллювии у с. Михайловка случайно. Возможно, при более детальном изучении они будут найдены, но вряд ли в большом количестве. Даже при таком дополнении описанная фауна будет относиться к самым древним фаунам кромера.

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

ОТРЯД ГРЫЗУНЫ: RODENTIA BOWDICH, 1821

ПОДСЕМЕЙСТВО ПОЛЕВКОВЫЕ MICROTINAE COPE, 1821

Род *Mimomys* F. Major, 1902

Материал: M_2 — 6 экз.; M_3 — 4 экз.; M^1 — 7 экз.; M^2 — 5 экз., M^3 — 3 экз.

Описание. Все зубы, их обломки, а также отдельные кониды в нижней части имеют характерные закругления, которые свидетельствуют о принадлежности этих остатков корнезубым полевкам. Даже по отдельным конидам можно сказать, что они значительно крупнее соответствующих фрагментов полевок Clethrionomys и мельче Dolomys. Это, а также незначительные отложения цемента во входящих углах и слабое развитие морфологически выраженных корней, позволяет большинство костных остатков относить к представителям рода Mimomys. Причем сходство отдельных обломков с целыми зубами, описание которых дано ниже, говорит о том, что все они принадлежат одному виду полевки из группы Mimomys savini — intermedius.

Mimomys cf. *savini* Hinton, 1910

Материал: M_1 — 6 экз.

Описание. Зубы полевки характеризуются некоторой массивностью. Жевательная поверхность M_1 состоит из трех замкнутых треугольников, задней доли — гипоконида и передней доли — параконида. Параконид имеет на внутренней стороне одну глубокую бухту, на внешней стороне — две мелких бухты, разделенные небольшим выступом. Этот выступ остается при замыкании наружной петли и образовании островка эмали. Таким образом, молодые зубы описываемой полевки имеют эмалевый островок на поверхности параконида. Однако эмалевый конус островка очень мелкий. Он составляет около 7,5% высоты коронки, что хорошо видно на рис. 3 (*1A*, *1B*). Уже при незначительном стирании зуба марка исчезает. Высота коронки зуба *2A* меньше коронки *1A* и марка на зубе *2A* (см. рис. 3) уже отсутствует. Эмалевая складка на внешней стороне зуба, соответствующая островку эмали,— «островная складка» — составляет около 45% высоты коронки. Следовательно, при стирании коронки зуба на половину его высоты контур параконида полностью теряет структуру мимомисной складки.

Коронка M_1 покрыта эмалью не полностью. На протяжении почти всей высоты наружной части переднего отдела параконида и на ребрах задней доли эмаль отсутствует. Кверху участки, лишенные эмали, суживаются. К сожалению, малое количество материала и его плохая сохранность не позволяют судить о времени разрыва эмали на внешней стороне параконида в онтогенезе описываемой полевки. Это очень существенно, т. к. по нашим наблюдениям у более архаичных полевок указанный разрыв эмали происходит на более поздних стадиях индивидуального развития. Участки параконида, лишенные эмали, появляются в онтогенезе очень рано (см. рис. 3, *1A—4A*). На этот признак постоянно обращается внимание в работах американских териологов (Hibbard, 1970; Zakrzewski, 1967; Martin, 1972).

Наружный цемент во входящих углах присутствует на всех зубах, в том числе и на M_1. Правда на всех зубах цемент очень рыхлый, плохой сохранности и занимает небольшую часть входящих углов. M_1 имеет два корня. Размер зубов указан в таблице.

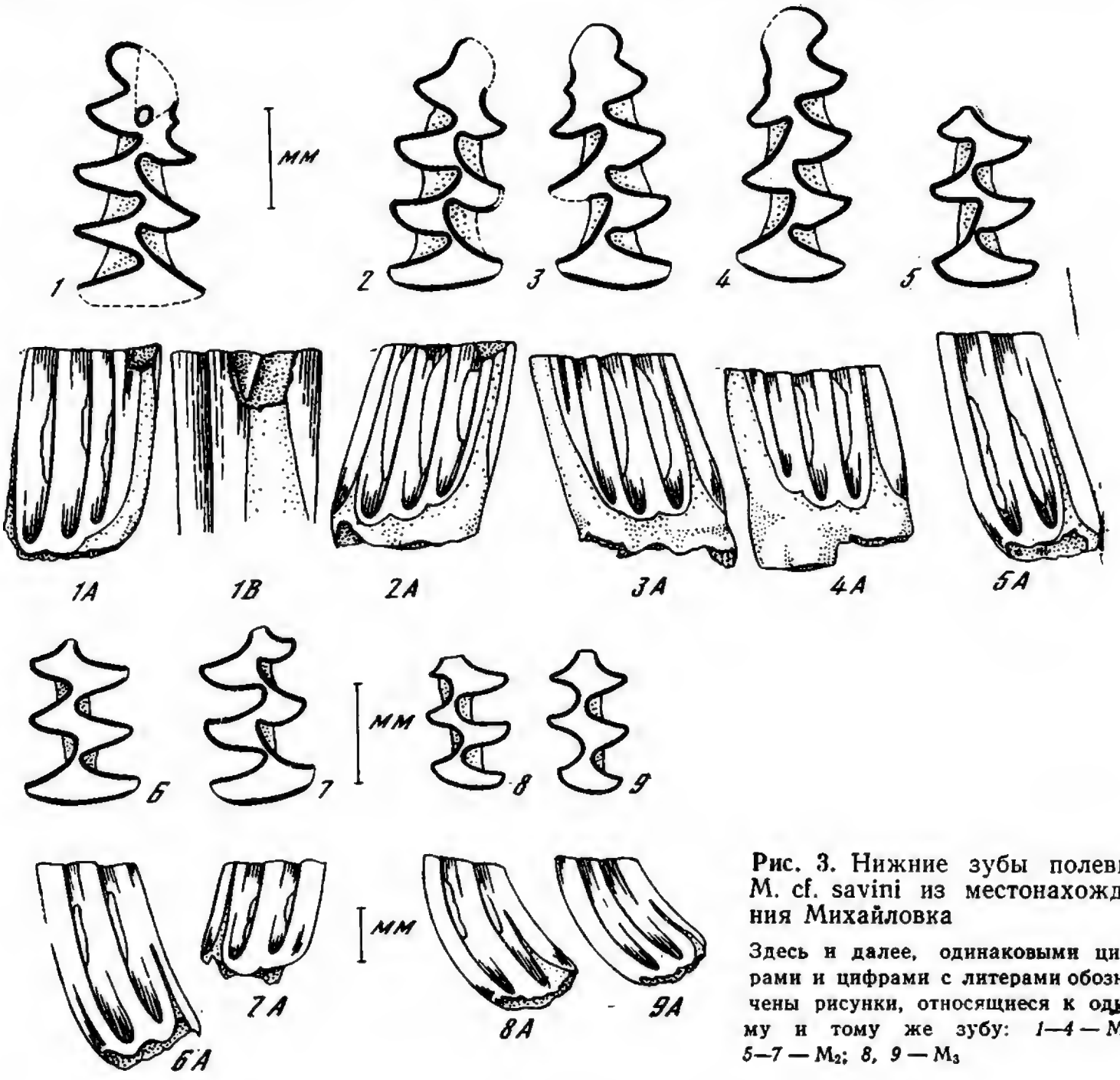


Рис. 3. Нижние зубы полевки M. cf. savini из местонахождения Михайловка

Здесь и далее, одинаковыми цифрами и цифрами с литерами обозначены рисунки, относящиеся к одному и тому же зубу: *1—4* — M_1; *5—7* — M_2; *8, 9* — M_3

M_2 состоит из четырех треугольников и задней доли. Треугольники I и II, а также III и IV — сливаются между собой. Между треугольниками II и III дентиновая перемычка наиболее узкая. Наиболее полно сливаются треугольники I и II. Высота коронки этих зубов в два раза превышает их длину (по жевательной поверхности). Размеры см. таблицу.

M_3 состоят из трех дентиновых полей, т. е. треугольники I и II, III и IV сливаются друг с другом.

Верхний коренной M^1 состоит из четырех треугольников и передней доли. Все элементы зуба хорошо обособлены друг от друга. Входящие углы заполнены цементом. Утоньшение эмали на выступающих углах передней доли происходит на ранних этапах онтогенеза (см. рис. 3). M^1 имеет два корня.

M^2 состоит из трех треугольников и передней доли. Все элементы хорошо обособлены друг от друга. Зуб имеет очень высокую коронку. Судя по строению нижней части M^2 имеет два корня.

M^3 состоит из двух треугольников, передней доли и заднего отдела. Входящие углы заднего отдела развиты слабо. Общая ширина заднего отдела равна или меньше расстояния между наружным и внутренним входящими углами (рис. 4, *5—8*). На ранних стадиях онтогенеза закладывается марка — островок эмали, что хорошо видно на рис. 4, *5*. Этот экземпляр в процессе работы раскололся вдоль, как показано пунктирной линией на рис. 4, *5*. Он был изображен с внутренней стороны (рис. 4,

Таалица

Размеры зубов полевки Mimomys cf. savini Hinton из плиоценового аллювия у с. Михайловка в долине р. Свапа

Промер		M_1	M_2	M_3	M^1	M^2	M^3
Длина зуба	n	3	4	4	6	4	3
	lim / x	2,5—2,8 / 2,6	1,6—1,0 / 1,72	1,3—1,45 / 1,4	2,4—2,6 / 2,52	1,7—2,0 / 1,9	1,6—1,7 / 1,67
Ширина зуба	n	6	6	4	7	5	3
	lim / x	1,15—1,4 / 1,22	0,95—1,1 / 1,04	0,8—0,9 / 0,84	1,4—1,5 / 1,47	1,1—1,2 / 1,14	0,9- 1,0 / 0,95

5B). При детальном рассмотрении выясняется, что замыкание островка эмали, его отделение от стенки зуба и образование самостоятельной марки произойдет при стирании коронки на $^1/_3$ высоты марки. Такой стадии в нашем материале соответствует зуб 6 (см. рис. 4, *6*, *6A*). Конус марки на зубе *5B* (см. рис. 4) составляет приблизительно $^1/_3$ общей высоты фрагмента. От высоты целой коронки марка вероятно составляла менее $^1/_4$. Следовательно, при стирании зуба M^3 на $^1/_4$ его высоты, марка исчезнет на жевательной поверхности. Этой стадии соответствуют зубы 7 и 8 (см. рис. 4). В данном случае наличие или отсутствие марки на M^3 не может являться специфическим видовым признаком. Все зубы, изображенные на рис. 4, в общих чертах очень похожи друг на друга и поэтому они были отнесены к одному виду.

В целом для зубов описываемой полевки характерно следующее: наличие корней, наружный цемент, марки на M_1 и M^3 молодых экземпляров, исчезновение мимомисной складки параконида на старых M_1. Перечисленные признаки, а также небольшие размеры и общий облик зубов позволяют отнести их к поздней группе полевок рода Mimomys. Эта группа включает целый ряд видов и форм, наиболее важные из которых в данном случае M. savini, M. intermedius, M. newtoni, M. majori. Полевки группы M. (Villanyia) из этого списка исключены, как не имеющие прямого отношения к рассматриваемому кругу форм.

Сравнение. Поздние полевки цементных Mimomys по строению M_1 можно разделить на две группы. У одних, типа M. savini — M. intermedius оба входящих угла на внешней стороне параконида развиты слабо. Эти полевки в некоторых случаях имеют марку на молодых M_1. Мимомисная складка прямо связана с заложением марки на ранних этапах онтогенеза. У других полевок, типа M. majori, первый из наружных входящих углов параконида развит значительно сильнее заднего. При этом передняя часть параконида отделяется в виде «шапочки». Выступ, образующийся на внешней стороне параконида, не имеет прямого отношения к мимомисной складке (Hinton, 1926; Heller, 1968). Островок эмали на этих зубах совершенно отсутствует, хотя островную складку, по мнению М. Хинтона, на очень молодых зубах можно обнаружить. Как ясно видно на рис. 4, *1—4*, зубы из описываемого местонахождения относятся к группе поздних Mimomys, к кругу форм M. savini — intermedius. От типичных M. intermedius из нижнеплейстоценовых отложений, например

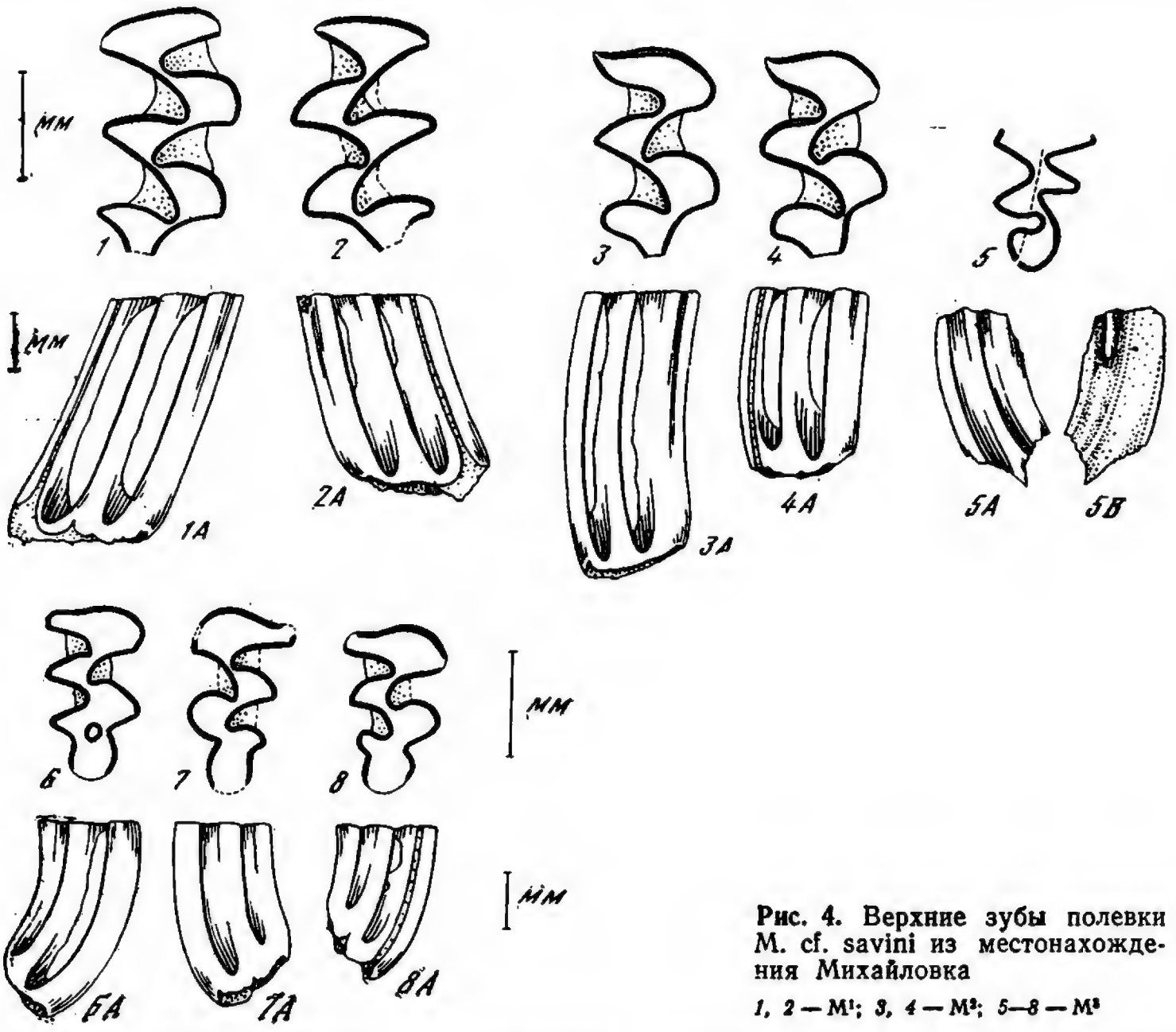


Рис. 4. Верхние зубы полевки M. cf. savini из местонахождения Михайловка

1, 2 — M^1; *3, 4* — M^2; *5—8* — M^3

тираспольского гравия, они все-таки отличаются. Последние лишены марки и у них совершенно отсутствует мимомисная складка на внешней стороне параконида (Александрова, 1971). Отсутствие марки на M_1 M. intermedius подчеркивает Ф. Хеллер (Heller, 1968). Таким образом, описываемую полевку из местонахождения у с. Михайловка можно сопоставить с M. savini, для которой характерно наличие мимомисной складки, а на очень молодых зубах присутствует островок эмали (Hinton, 1926).

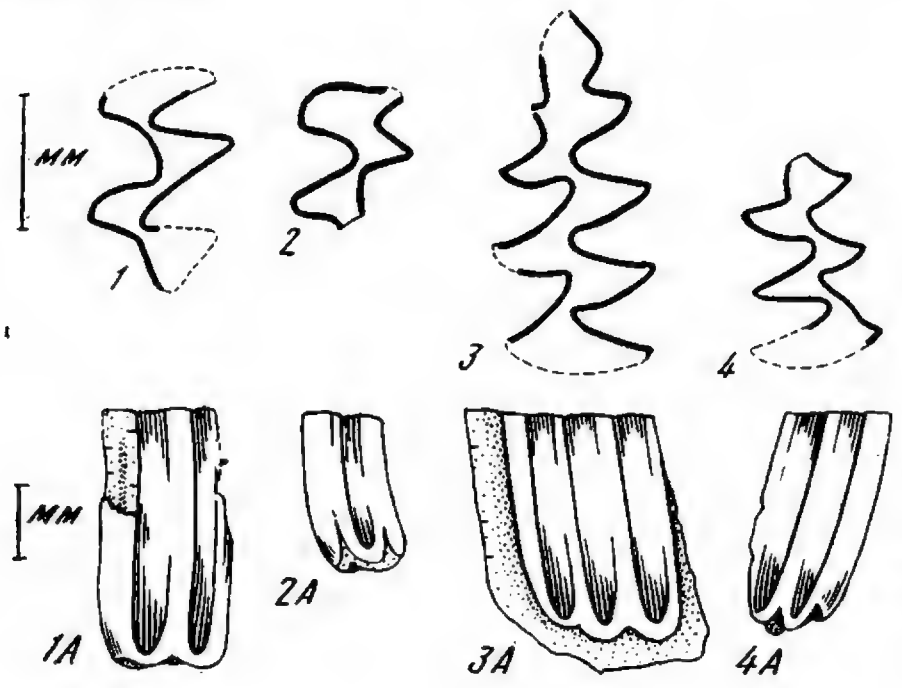


Рис. 5. Зубы полевки Villanyia ex gr. petenyii из местонахождения Михайловка

1 — M^2; *2* — M^3; *3* — M_1; *4* — M_2

К названным видам близко примыкает M. newtoni Major, который отличается от M. savini несколько иным обликом параконида и полным отсутствием эмалевого островка. Похожее строение M_1 имеет полевка M. pusillus Mehely. Но в отличие от M. savini задний наружный треугольник параконида сдвинут назад. На молодых зубах очень сильно развит входящий угол параконида на медиальной стороне. Хотя на ранних стадиях онтогенеза марка присутствует, она очень маленького размера (Mehely, 1914). Судя по описаниям Л. Мехели, M^3 не имеет марки.

В целом полевку из местонахождения Михайловка на р. Свапа по строению зубов можно отнести к M. savini Hinton. Однако размеры M_1 полевок M. savini — intermedius по материалам из Западной Европы колеблются в пределах 3,2—3,4 мм, а длина M_1 описываемой полевки 2,5—2,8 мм. Этот факт вынуждает считать преждевременным окончательное видовое определение полевки из местонахождения Михайловка.

Изменению структуры M_1 M. savini в процессе онтогенеза полностью соответствует изменение строения M^3. Правда, в отличие от нижнего зуба на верхнем коренном замыкание марки, ее обособление, а затем стирание и исчезновение происходит на более поздних этапах индивидуального развития. Поскольку для данной группы одним из проявлений эволюции зубной системы является процесс исчезновения эмалевого островка, следует признать, что на этапе M. savini процесс редукции марки на нижних зубах продвинулся дальше, чем на верхних.

З а м е ч а н и я. По вопросу о систематической значимости трех основных форм поздних полевок: M. savini Hinton, M. majori Hinton и M. intermedius Newton (=miller Kretzoi) существуют две противоположные точки зрения. Большинство исследователей принимают их за самостоятельные виды. Крайнюю позицию занимает Ф. Хеллер, который на основании глубоких видовых различий на уровне Mimomys допускает даже полифилитическое происхождение Arvicola (Heller, 1969). М. Кретцой, наоборот, считает возможным все эти три вида свести в синонимы одного — M. savini. Его позиция изложена в работе о местонахождении Фойгштедт. В фауне последнего среди грызунов доминируют полевки Mimomys (82—95%). Не вызывает сомнений, что эта фауна более древняя, чем фауна тираспольского гравия. Описывая M_1 полевки M. savini из Фойгштедта, М. Кретцой подчеркивает присутствие зубов трех типов: параконид округлый без мимомисной складки — тип M. intermedius, параконид с мимомисной складкой — тип M. savini, параконид разделен на две части глубокими входящими углами — тип M. majori. К сожалению, количественное соотношение этих морфотипов не дано. Но само присутствие зубов с мимомисной складкой показывает, что полевка Mimomys из Фойгштедта более архаична, чем Mimomys из тираспольского гравия. При этом М. Кретцой ни разу не упоминает в своих описаниях островок эмали параконида. Напрашивается вывод, что зубы из Фойгштедта его не имеют. В распоряжении автора было 240 экз. M_1, что делает этот материал совершенно достоверным. А в плиоценовом аллювии бассейна Свапы M_1 Mimomys savini на ранних этапах онтогенеза сохраняет эмалевый островок. Это сравнение показывает, что полевки рода Mimomys наиболее архаичны в описываемом местонахождении у с. Михайловка, менее архаичны в отложениях Фойгштедта. Наиболее прогрессивны зубы из тираспольского гравия. Такой трактовке полностью соответствует количественное соотношение основных групп полевок в этих трех местонахождениях.

Этот сравнительный ряд можно еще более детализировать. В позднетаманской фауне Ногайска, где преобладают некорнезубые полевки Allophaiomys, среди корнезубых форм доминирует M. intermedius. В более древнем польском местонахождении Камык полевки Allophaiomys

присутствуют в заметном количестве, но преобладают все-таки корнезубые формы (Kowalski, 1960). Здесь также полевки Mimomys представлены формой M. milleri (=intermedius). А в Фойгштедте картина уже иная (см. выше). В итоге можно констатировать, что M. savini и M. intermedius — две различные группы полевок. Они отражают разные эволюционные уровни развития. При рассмотрении зубов полевок M. pliocaenicus, M. savini и M. intermedius бросается в глаза общность их внешнего облика. Причем, у полевок из группы M. pliocaenicus марка и мимомисная складка сохраняются на протяжении всей жизни, у M. savini — только на ранних стадиях онтогенеза, у M. intermedius марка отсутствует полностью, а мимомисная складка встречается лишь на очень молодых зубах. Фауны, в которых обычна M. pliocaenicus и сопутствующие ей виды, характерны для отложений первой половины верхнего плиоцена. Фауна с типичной M. intermedius характерны для нижнего плейстоцена. Фауна у с. Михайловка, как показано выше, занимает промежуточное положение и здесь же доминирует полевка промежуточного филогенетического уровня — M. savini. К выводу о филитическом единстве полевок M. pliocaenicus и M. savini приводит анализ материалов по Западной и Центральной Европе (Chaline, Michaux, 1966).

Иначе обстоит дело с группой M. pusillus Mehely. Строение их зубов, особенно M^3, вынуждает считать этих полевок самостоятельной ветвью, не имеющей прямого отношения к линии M. pliocaenicus — savini.

Не ясно положение M. majori, которая сформировалась позже M. pliocaenicus. Возможно она произошла от этого круга форм, но, начиная с таманских фаун, развивалась уже самостоятельно.

Ближе всех к стволу развития M. pliocaenicus — savini стоит M. newtoni, хотя окончательно решить вопрос о ее положении в системе сейчас нельзя.

Род *Villanyia* Kretzoi, 1956

Материал: M^2 — 1 экз.; M^3 — 1 экз.; M_2 — 1 экз.

Описание. Зубы полевок группы Villanyia отличаются некоторой стройностью конидов, спрямленностью их стенок. Они имеют глубокие внутренние углы, заостренные наружные выступающие края призм. Марка на M_1 отсутствует. Входящие углы полностью лишены наружного цемента. Этим признакам соответствуют 4 зуба нашей коллекции.

M^2 — состоит из трех хорошо обособленных треугольников и передней доли. Лингвальная и букальная стенки заднего конида образуют острый угол, а не плавное закругление, как у полевок группы Mimomys. В отличие от последних передние стенки конидов почти прямые, а задние не плавно закругляются, а образуют хорошо выраженный тупой угол (рис. 5, *1*). Эмаль более тонкая.

M^3 — плохой сохранности, отсутствует задний отдел. Зуб очень небольшого размера. У передней доли слабо развит наружный отдел, сама передняя лопасть широко слита с лежащим кзади небольшим наружным треугольником (рис. 5, *2*). Эти признаки очень характерны для зубов полевок рода Villanyia.

M_2 — зуб молодой особи с обломанной задней лопастью (рис. 5, *4*). По размерам значительно уступает коренным полевок Mimomys. От последних отличается также большим разделением треугольников и изогнутостью задней стенки последнего наружного входящего угла.

Villanyia ex gr. *petenyii* Mehely, 1914

Материал: M_1 — 1 экз.

Описание. M_1 — плохой сохранности. Обломана задняя стенка лопасти и повреждена наружная стенка параконида. Однако общий контур жевательной поверхности не оставляет сомнений, что перед нами зуб полевки группы Villanyia. Параконид имеет одну глубокую складку на медиальной стороне зуба и две — на латеральной. Входящие углы параконида очень сближены. Передний отдел сильно вытянут и даже немного заострен. Все эти признаки отличают рассматриваемую полевку от M. hungaricus Kormos и M. praehungaricus Schevt., у которых параконид широкий, в передней части округлый, и очень редко имеет два входящих угла на внешней стороне. Перечисленные признаки отличают группу M. (V.) hungaricus от M. (V.) petenyii, следовательно, к последней и относится рассматриваемый зуб.

M^3 и M_2 нашей коллекции (см. рис. 5, *2*, *4*), описанные выше, вероятно принадлежат полевке группы V. petenyii Mehely. Судя по рисункам А. Ф. Скорик (1972), для последней как раз характерно слабое развитие латеральной части передней доли M^3 и ее широкое слияние с лежащим далее треугольником. Задняя стенка наружного и входящего угла на M_2 как правило, плавно выгнута у V. hungaricus и V. praehungaricus (Шевченко, 1965), а у V. petenyii и на нашем материале делает небольшой изгиб наружу.

К сожалению, малое количество материала не позволяет точно определить вид. Судя по нашим наблюдениям и данным работы А. Ф. Скорик (1972), параконид у более поздних полевок группы Villanyia более растянут. Это выражается, в частности, в увеличении «ширины призматической складки» — расстояния между вершинами углов призматической складки (Скорик, 1972). На рассматриваемом M_1 ширина складки равна 0,53 мм, что приближается к средним показателям зубов из раннетаманских отложений юга Русской равнины. Длина параконидного отдела равна 1,25 мм. Эти признаки сближают полевку из местонахождения у с. Михайловка с потомками V. petenyii из раннетаманских отложений и с M. tanaitica Schevt., которую описала А. И. Шевченко (1965).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Местонахождение мелких млекопитающих, открытое в бассейне р. Свапа у с. Михайловка, расположено под пестроцветными глинами, которые аналогичны «скифским глинам» юга Русской равнины. Толща, содержащая костные остатки, врезана в глазовские слои, близкие по возрасту кривоборским слоям Верхнего Дона, под которыми у с. Урыв найдена хапровская фауна. Видовой состав местонахождения у с. Михайловка имеет промежуточный характер между типичными хапровскими и позднетаманскими фаунами. Такой же вывод о возрасте захоронения позволяет сделать анализ эволюционного уровня зубов полевок. В стратиграфическом отношении ему наиболее близки местонахождения у хут. Морской и Жевахова Гора на Украине. Близкий, но более молодой возраст имеет фауна Фойгштедта.

Доминирование M. savini происходило очевидно до появления первых европейских некорнезубых полевок Allophaiomys в начале второй половины верхнего плиоцена. К моменту расцвета Allophaiomys полевки Mimomys были представлены уже видом M. intermedius.

Изложенный материал показывает своеобразие раннетаманской фауны. Он лишний раз подтверждает необходимость выделения последней в самостоятельный фаунистический комплекс, как это предлагал В. И. Громов (1948).

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А. К. Раннеплейстоценовые грызуны Приазовья.— Вестник МГУ, сер. географическая, 1970, № 3.

Агаджанян А. К. Раннеплейстоценовые грызуны Приазовья и Дона.— В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. № 3. Изд-во МГУ, 1972.

Агаджанян А. К., Мотузко А. Н. Раннеплейстоценовые грызуны долины Иртыша.— В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 3. Изд-во МГУ, 1972.

Александрова Л. П. Грызуны хапровского фаунистического комплекса.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода, № 34. М., «Наука», 1967.

Александрова Л. П. Описание грызунов.— В сб.: Плейстоцен Тирасполя. Кишинев, «Штиница», 1971.

Грищенко М. Н. Основные итоги изучения неогеновых и четвертичных отложений территории КМА.— В сб.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Изд-во Воронежского ун-та, 1964.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 64, сер. геол. М., Изд-во АН СССР, 1948.

Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Проходский С. М. Камышевахская фауна млекопитающих в древних аллювиальных отложениях.— Изв. Харьковского отделения Географич. о-ва СССР, вып. 1. Харьков, 1963.

Проходский С. М., Гольдфельд И. А. О связи бассейнов Днепра и Северского Донца в эпоху образования новохарьковской террасы.— Мат-лы Харьковского отд. Географич. о-ва СССР. Харьков, 1964.

Скорик А. Ф. Корнезубые бесцементные полевки рода виллания позднеплиоценовых отложений юга УССР.— В сб.: Природная обстановка и фауна прошлого. Киев, «Наукова думка», 1972.

Сухов В. П. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. Москва, «Наука», 1970.

Топачевский В. А. Насекомоядные и грызуны ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев, «Наукова думка», 1965.

Шевченко А. И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины.— В сб.: Стратиграфическое значение антропогеновых фаун мелких млекопитающих. М., «Наука», 1965.

Chaline I. Un exemple d'évolution chez les Arvicolides (Rodentia): les lignees Allophaiomys — Pitymys et Microtus. Comptes rendus Acad. Sc. Ser. D 1966, t. 263.

Chaline I., Michaux I. Resultats preliminoires d'une recherche systèmatique de micromammiferes dans le Pliocene et le Quaternaire de France. Comptes rendus Acad. Sc. Sec. D 1966, t. 262.

Fejfar O. Seznam druhu fosilních ssavou z jeskyně C-718 na Zlatem konů u Koneprus.— Vestník Ustředního ústavů geologičného. 1956, ročnik XXXI, č. 5.

Heller F. Eine neue altquartäre Wierbeltierfauna von Erpfinger.— Neue. Jb. Geol. u. Paläont., 1958, Abh. 107, 1.

Heller F. Die Wühlmäuse des Altest und Altpleistozäns Europas.— «Qurtär 19», Bonn. 1968.

Heller F. Eine Kleinsäugerfauna aus den mittleren mosbacher Sanden bei Biebrich — Wiesbaden.— Mz. Naturw. Arch. Mainz, 1969.

Hibbard C. W. The pliocene rodent Microtoscoptes disjunctus (Wilson) from Idaho and Wyoming.— Contributions from the museum of paleontology the university of Michigan. 1970, vol. 23, N 6.

Hinton M. A. C. Monography of the voles & lemmings (Microtinae). London, 1926.

Kormos Th. Neue Wühlmäuse aus dem Oberpliocän von Püspökfürdő.— Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 69. Beilage — Band, Abt. B, Zweites, Heft. Stuttgart, 1932.

Kowalski K. An early pleistocene fauna of small mammals from Kamyk (Poland).— Folia Quaternaria. I. Krakow, 1960.

Martin L. D. The microtine rodents of the Mullen assemblage from the Pleistocene of north central Nebraska.— Bull. Univ. Neb. State Mus., 1972, 9, N 5.

Mehely L. Fibrinae Hungaricae.— Annales hist.-nat. mus. Hungarici, vol. XII, Budapest, 1914.

Zakrzewski R. J. The primitive vole, Ogmodontomys, from the late cenozoic of Kansas and Nebraska.— Papers of the Michigan Academy of Science, vol. LII, 1967.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

А. А. НИКОНОВ, М. М. ПАХОМОВ

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АНТРОПОГЕНА ГОРНОГО БАДАХШАНА (Таджикская ССР, Афганистан)

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ И СТЕПЕНЬ ИЗУЧЕННОСТИ РЕЛЬЕФА И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Горный Бадахшан, рассматриваемый в геолого-геоморфологических и географических границах, охватывает Памир (в основном в пределах Таджикистана) и горную страну к западу от него внутри крупной излучины р. Пяндж (в пределах Афганистана). Восточная (советская), достаточно изученная часть включает плоскогорный Восточный Памир (или собственно Памир, который в данной работе не рассматривается) и сильно расчлененный Западный Памир (Марков, 1935; Забиров, 1955; Атлас Таджикской ССР, 1968). Западная, афганская, часть Бадахшана, до последнего времени плохо известная даже в орографическом отношении, теперь может быть подразделена на западную — Бадахшанское плато, и восточную, характеризующуюся сочетанием высоких хребтов и межгорных долин-впадин.

Простирание геологических структур, протяжение элементов макрорельефа в восточной, советской, части Бадахшана преимущественно северо-восточное, а в западной, афганской, его части — субмеридиональное. Граница между этими частями условно может быть проведена по долине р. Пяндж в его субмеридиональном течении (между пос. Ишкашим и Калай-Хумб).

В пределах рассматриваемой территории выделяются три основные категории рельефа: альпинотипный рельеф высокогорья с ярко выраженными следами древнего и современным оледенением, древние денудационно-аккумулятивные поверхности выравнивания, эрозионный резко и глубоко расчлененный рельеф речных долин.

Их можно, вслед за К. К. Марковым (1935, 1936), рассматривать как ярусы рельефа, которые на афганской территории выражены еще более четко, чем на советской. Верхний ярус рельефа представлен альпинотипным рельефом горных цепей высотой 4500—5300 м субмеридионального простирания в западной части и 5500—6500 м юго-западного протяжения — в восточной. Основное поле развития древней поверхности выравнивания расположено у западной границы горного Бадахшана по левобережью р. Пяндж, ниже впадения в нее р. Оби-Миньоу, в виде меридиональной полосы 30—40 км шириной. Поверхность образована плиоценовыми конгломератами или выработана в палеозойских породах, причем ее высота с запада и юго-запада на восток и север постепенно повышается от 2800—3000 м до 3600—3800 м (Архипов и др., 1970; Архипов, Никонов, 1974; Додонов и др., 1974). Другой отчетливо сохранившийся участок пенеплена находится в верховьях р. Шива на высоте 2800—3400 м, также с пологим повышением к востоку, третий — в верховьях р. Шах-дара и в других долинах Западного Памира, где высота поверхности составляет 4000—4500 м.

Эрозионный рельеф речных долин, врезанных в отмеченную поверхность выравнивания на глубину до 2000 м, является более низким ярусом. Днища основных речных долин располагаются на абс. отметках 700—1000 м на западе, 2000—3000 м в центральной части и 4000—4500 м в восточной части Бадахшана, причем коренное ложе долин, как правило, на несколько десятков, а в расширениях долин — на 100—150 м ниже уреза рек. Простирание основных долин контролируется крупными обновленными в новейшее время разломами, а положение межгорных котловин — их пересечениями и участками локальных впадин (Dezio et al., 1964; Архипов и др., 1970).

Степень изученности антропогеновых (верхнеплиоценовых и плейстоценовых по официально принятой в СССР схеме) отложений западного (афганского) и восточного (советского) Бадахшана также резко различна.

Исследования 50—60-х гг. (Чедия, 1955, 1971; Трофимов, 1962; Васильев, 1966; Пахомов, 1964, 1966, 1969, 1973) установили, что на Северном и Восточном Памире существовало три четвертичных оледенения, хотя возрастная интерпретация некоторых разрезов неоднозначна (Трофимов, 1962; Васильев, 1966). Недавно обосновано существование и верхнеплиоценового оледенения Памира.

Несравненно меньше данных накоплено по Западному, резко расчлененному Памиру, и они имели почти исключительно морфологический характер (Попов, 1932; Марков, 1935; Трофимов, 1962; Васильев, 1966). Выводы по истории четвертичных оледенений Западного Памира до недавнего времени строились на морфологии долин, разделении ледниковых форм врезами, и лишь в отдельных пунктах специальное внимание уделялось стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии (Никонов, Пахомов, 1966).

Афганская часть Горного Бадахшана долгое время была освещена лишь отрывочными морфологическими наблюдениями в отдельных долинах (Вавилов, Букинич, 1929; Dezio et al., 1964; Mirwald, Roemer, 1967; Никонов, 1968; Архипов и др., 1970), но этот пробел восполняется (Никонов, Пахомов, 1972; Никонов, 1973; Додонов и др., 1974; Архипов, Никонов, 1974).

В процессе работы в Горном Бадахшане одного из авторов главное внимание было уделено изучению Бадахшанского плато и основных сквозных долин рек Пяндж и Кокча, в которых лучше всего сохранились разрезы верхнеплиоценовых и плейстоценовых отложений. Отложения и их комплексы последовательно прослеживались по упомянутым сквозным долинам из гляциальной области в экстрагляциальную, что заложило основу соответствующих корреляций. До этого было выяснено, что системы древних плиоценовых и среднечетвертичных долин Горного Бадахшана продолжаются в пределах Афгано-Таджикской депрессии, где выполняющие долины отложения датируются массовыми захоронениями фауны и палеомагнитными данными (Никонов, 1972а, б; Никонов, Пеньков, 1973). В качестве основного аналитического метода стратиграфического расчленения отложений и палеогеографической характеристики Горного Бадахшана мы использовали палинологический. Главное внимание сосредоточено на вопросах развития речных долин, перестройки речной сети, развития оледенения и климатических изменений.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН И НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

В ледниковой области несомненно наиболее древние из известных отложений вскрыты в древней Предгиндукушской впадине, тянущейся от Вахандарьи к Ишкашиму и к юго-западу от него (пункт 1 на рис. 1)

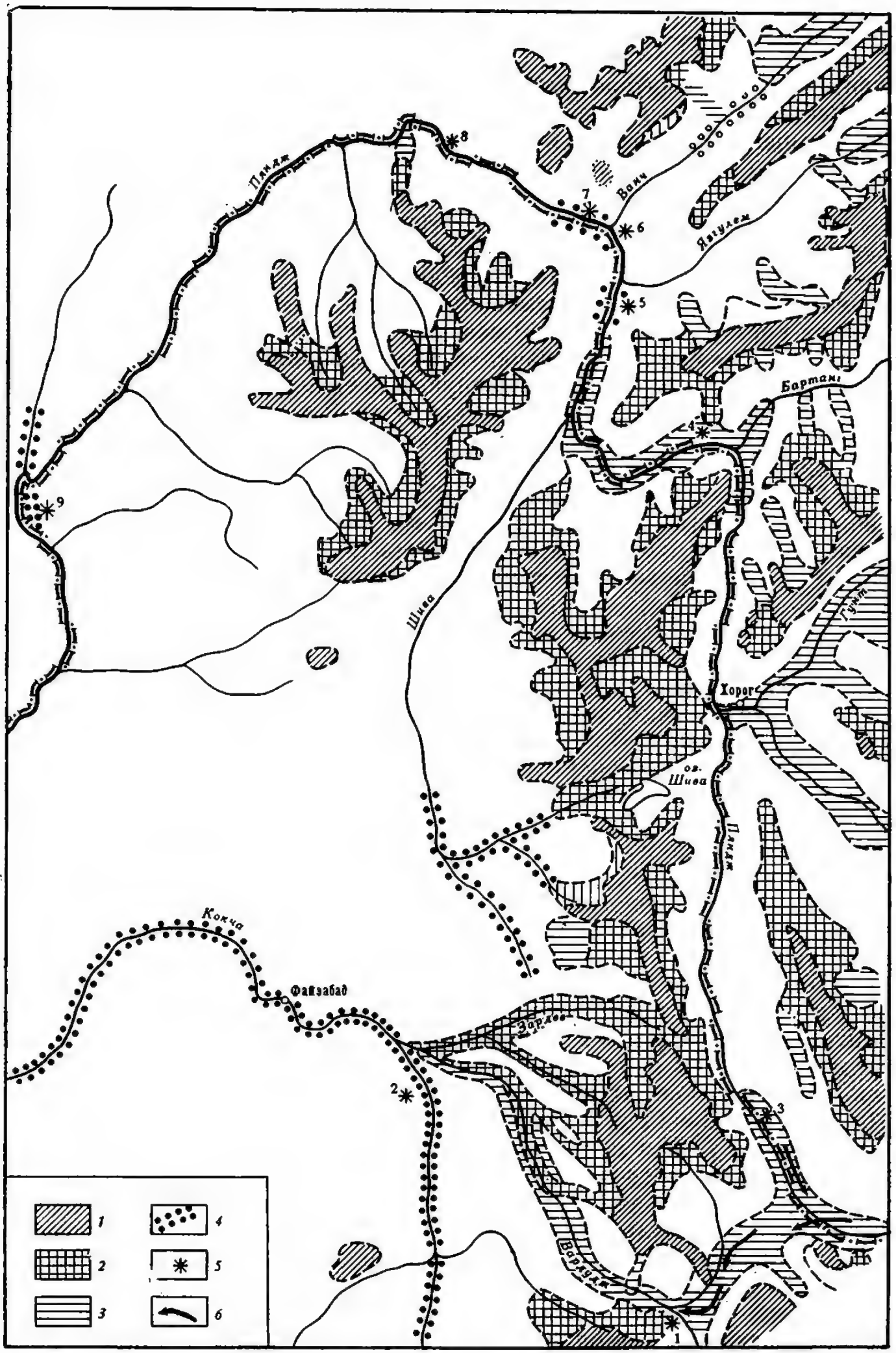


Рис. 1. Палеогеографическая схема Западного Бадахшана (составил А. А. Никонов с использованием данных Р. Д. Забирова по правобережью р. Пяндж)

Область распространения фирновых полей и ледников: *1* — голоценовых, *2* — верхнечетвертичных, *3* — среднечетвертичных (выводные ледниковые языки); долины стока ледниковых вод; *4* — участки долин с мощными накоплениями флювиогляциально-аллювиальных отложений, *5* — местоположение опорных разрезов, *6* — направление течения ледников среднечетвертичного времени.

Разрезы отложений верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста: 1 — Зебакский, 2 — Хош-Дара (Джурм), 3 — ниже устья р. Оби-Хингоу; разрезы средне-верхнечетвертичного возраста: 4 — Рушанский, 5 — Язгулемский, 6 — Ванчский, 7—9 — разрезы между устьями рек Ванч и Оби-Хингоу

В Афганистане на юго-восточном борту долины непосредственно южнее кшл. Зебак, на красноцветных (мел-палеоген?) конгломератах (Mirwald, Roemer, 1967; Архипов и др., 1970), лежит толща серых конгломератов, вытянутых полосой к северо-востоку. Толща состоит из трех пачек: нижние очень плотные слоистые мелко- и среднегалечные конгломераты (80 м), средние неслоистые разноразмерные конгломераты с валунами (80—100 м) и верхние относительно рыхлые пестрые мелкогалечные конгломераты (300 м). Средняя пачка имеет моренный облик, верхняя и нижняя — аллювиально-пролювиальный, две нижние пачки образуют крутую синклиналь и секутся разломом восток-северо-восточного простирания. Верхняя пачка выполняет надразломную мульду — синклиналь, образуя аккумулятивную поверхность на высоте 3100—3400 м (500—800 м относительной высоты). В эту поверхность, которая тянется к юго-западу от долины р. Пяндж, вложена серая древняя морена, сохранившаяся местами и на склонах и в днищах современных долин. По высоте, облику и условиям залегания упомянутая морена аналогична среднечетвертичной морене в верховьях р. Пяндж и на перевале юго-западнее пос. Ишкашим, под которой известны галечники акджарского (среднеплейстоценового) межледниковья (Никонов, Пахомов, 1966).

Все это позволяет считать серые конгломераты у Зебака отложениями более древними, чем среднечетвертичные. Верхняя пачка, по всей вероятности, принадлежит отложениям нижнечетвертичного возраста, а нижележащие пачки, отделенные от нее резким несогласием, вероятно,— к верхнему плиоцену. В этом предположении нас укрепляет и недавняя находка плиоценовой морены на границе Западного и Восточного Памира на абсолютной высоте 4000 м в днище погребенной плиоценовой долины, параллельной рассматриваемой, и к северу от нее.

Именно и только по долине Вахандарьи — Пянджа — Санглича, крупнейшей из известных на Памире и, несомненно, заложенной до верхнего плиоцена, могла происходить разгрузка ледников Восточного Гиндукуша и Южного Памира в верхнем плиоцене и, возможно, в нижнем плейстоцене.

Во внеледниковой области Горного Бадахшана верхнеплиоценовые отложения значительно развиты. В крайней западной части афганской территории на левобережье р. Пяндж верхнеплиоценовые конгломераты, пестрые песчаники и алевролиты общей мощностью в несколько сотен метров слагают обширные плато высотой 2600—3600 м (Архипов и др., 1970; Архипов, Никонов, 1974; Додонов и др., 1974).

У восточного края поля развития этих отложений, их спорово-пыльцевой спектр, по определению В. В. Скотаренко, характеризуется содержанием пыльцы древесных растений в среднем 45—50%, среди которой при общем богатом наборе родов преобладает пыльца хвойных (сосна, пихта, тсуга, ель). У юго-западной границы распространения толщи в верхних 250 м разреза господствует пыльца травянистых растений, а среди древесной встречена пыльца дуба, березы, кедра, ореха, фисташки, в нижней части разреза определены также Liquidambar, Fraxinus (определения А. М. Пеньковой). Эти факты в сопоставлении с палинологической характеристикой более восточных разрезов (Пахомов, 1969) позволяют принимать широкое развитие хвойных лесов в верхнем плиоцене на территории Бадахшана. В эпоху между плиоценовым оледенением и первым четвертичным оледенением в результате аридизации и потепления климата эти леса сильно сократились и одновременно все растительно-климатические пояса сдвинулись вверх. Переход от эпохи хвойных плиоценовых лесов к ландшафтам открытых травянистых сообществ с отдельными местообитаниями широколиственных пород имел место в

конце времени формирования Бадахшанского плато, по-видимому, в самом конце плиоцена.

В это плато слабо врезаны долины четвертичного возраста, в верхних и средних течениях широкие и плоские. Сколько-нибудь полные разрезы нижнечетвертичных отложений во внеледниковой области Бадахшана встречаются редко и приурочены, как и в ледниковой области, к участкам древнейших долин и межгорных котловин. В Афганском Бадахшане они известны в верховьях р. Шива и по р. Кокча (Никонов, 1968). У слияния р. Шива и ее притока — р. Шах-и-Дара под галечниками, выполняющими среднечетвертичный эрозионный врез (более ранний, чем врез современных долин), на высоте приблизительно 260 м вскрыты охристые плотные мелкозернистые косослоистые пески, переходящие в сторону коренного склона в рыжеватый дресвяно-песчано-глинистый делювиально-пролювиальный материал видимой мощностью до 50 м. Эти отложения, досреднечетвертичные, синхронны времени выработки плоских и широких древних долин и, вероятно, имеют верхнечетвертичный возраст.

В верховьях р. Кокча, на левобережье выше пос. Джурм, на высоте 1800—2000 м (300—500 м относительной высоты) встречена полоса слоистых аллювиально-озерных осадков, протягивающаяся по склону современной долины и резко отклоняющаяся к западу, в сторону широкой плоской брошенной водораздельной долины. Наиболее полный разрез (пункт 2 на рис. 1) в ущелье Хош-Дара (вблизи пос. Джурм) снизу вверх имеет следующую последовательность слоев.

На огромных глыбах гранита лежат серовато-желтые сливные песчаники почти без видимой слоистости мощностью 10—15 м, в свою очередь перекрытые 7-метровым слоем обломков и глыб. Оба слоя глыб имеют обвальный характер. Выше залегают конгломераты из средней и мелкой хорошо окатанной гальки гиндукушских пород. Конгломераты, мощность которых составляет 25 м, перекрыты пылеватыми песками с тонкой параллельной или косой слоистостью мощностью до 60 м. Сверху лежит пролювиальный супесчано-обломочный горизонт до 80 м мощностью. Все слои деформированы: песчаники наклонены к северо-северо-востоку под углом 15—20°, пески — к северо-западу под углом 10—35°, пролювий — к северо-западу под углом 40—45°. Положение разреза в стороне от современной долины, принадлежность осадков потоку, направлявшемуся навстречу современной реч. Хош-Дара, относительно высокое гипсометрическое положение осадков (заведомо выше накоплений в древних врезах конца среднечетвертичного времени — подробнее см. ниже), наконец, сильная уплотненность и дислоцированность осадков — все эти признаки указывают на возраст осадков более древний, чем вторая половина среднечетвертичного времени.

Спорово-пыльцевой анализ свидетельствует о том, что при отложении нижних песчаников господствовали аридные условия, как и в конце времени формирования Бадахшанского плато, а за время накопления отложений основной части разреза здесь проявились две хорошо выраженные фазы значительной облесенности, разделенные периодом господства травянистых ассоциаций (подробнее см. Никонов, Пахомов, 1972).

Смена спорово-пыльцевых спектров по разрезу Хош-Дара позволяет наметить следующую эволюцию климата в исследуемом районе: сухой и теплый (конец этого периода не охарактеризован в связи с перерывом в осадконакоплении) — похолодание и увлажнение — последующее иссушение климата, сокращение лесов — увлажнение и некоторое похолодание, снижение лесного пояса. Напомним, что район находился в экстрагляциальной области и ледники не достигали той высоты, где накапливались осадки разреза. Увлажнение и похолодание, отмеченные данны-

ми спорово-пыльцевого анализа для относительно небольших высот, в высокогорье могли способствовать расширению оледенения и смещению лесного пояса. Нижняя граница сосновых лесных группировок опускалась по крайней мере до 1500—1700 м абсолютной высоты. Основная часть разреза отложена в нижнем плейстоцене и соответствует первому четвертичному оледенению Бадахшана.

Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Хош-Дара вполне аналогична таковой для разреза Лахути в Южном Таджикистане на абсолютной высоте 1200—1300 м, в котором нижнеплейстоценовый возраст отложений надежно доказывается палеонтологическими и палеомагнитными данными (Никонов, 1972а, б; Никонов, Пеньков, 1973).

В долине р. Пяндж в пределах Западного Памира и на западе Афганского Бадахшана в аллювиальных (аллювиально-флювиогляциальных) осадках, фрагментарно сохранившихся на высоких (4000—2000 м абс. высоты) уровнях, по сообщению В. В. Скотаренко, отмечается аналогичная смена спорово-пыльцевых спектров. Последовательно от более высоких к более низким уровням, возраст которых соответственно принимался плиоценовым и нижнечетвертичным, спорово-пыльцевые спектры резко меняются, отражая в этом районе смену хвойных лесов травянистыми сообществами с постепенным исчезновением плиоценовых экзотов, затем выделяются еще две фазы облесения (с обеднением флористического состава лесов), разделенные периодами господства травянистых группировок.

В целом имеющиеся данные позволяют считать, что древнейшие долины, сохранившиеся в погребенном состоянии и частично выраженные в современном рельефе, начали формироваться не позже начала верхнего плиоцена, затем в начале раннечетвертичного времени в них накапливались грубые обломочные фации в условиях холодного и влажного климата начала развития оледенения (криогигротическая стадия), а во вторую половину его откладывались более мелкие осадки в условиях умеренного (в предгорьях) и холодного (в горах) сухого климата (криоксеротическая стадия).

Никаких следов течения основных рек Западного Памира к юго-западу через территорию Афганского Бадахшана в верхнем плиоцене и нижнем плейстоцене не обнаружено[1]. Наоборот, данные В. В. Скотаренко о верхнеплиоценовом и нижнеплейстоценовом возрасте высоких уровней вдоль современного субмеридионального течения р. Пяндж дают основание относить возраст современного субмеридионального отрезка долины ко времени не позже начала верхнего плиоцена. Только долина Вахандарьи — верхнего Пянджа могла в верхнем плиоцене и нижнем плейстоцене служить путем стока ледников и талых вод к юго-западу по долине р. Санглич, навстречу современному ее течению.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Основные участки распространения более молодых отложений Бадахшана (исключая Восточный Памир) располагаются обычно гипсометрически значительно ниже, будучи приурочены к нижним частям глубоких врезов (древних русел), пропиливших плоские и широкие уровни нижнечетвертичного возраста. Это относится как к гляциальной, так и к экстрагляциальной области, но особенно к последней.

В отличие от фрагментарно развитых и маломощных террасовых отложений в верхних и средних (по высоте) частях долины, соответствую-

[1] Сток к юго-западу мог происходить в среднем плиоцене по разработанным долинам, которые частично были использованы верхнеплиоценовой речной сетью в процессе перестройки.

щих этапу вреза, в придонных частях долин накопления, соответствующие этапу аккумуляции после вреза, нередко протягиваются на сотни метров, особенно там, где современное русло пошло в стороне от древнего.

В ледниковой области самый распространенный горизонт в крупнейших долинах Бадахшана — характерная пепельно-серая морена основного долинного оледенения. Она, например, отчетливо развита вдоль верхнего течения р. Пяндж от Вахандарьи до Ишкашима и далее через Зебакскую котловину в верховья р. Вардудж и вниз по ней до устья (см. рис. 1).

В верхнем течении р. Пяндж и среднем течении р. Вардудж упомянутая морена обнаруживается как в придонных частях долины, так и на остатках плоских поверхностей относительной высотой 700—800 м (2800—3300 м абс. высоты). Вблизи устья р. Вардудж морена поднимается только до относительной высоты 350—200 м и сходит на нет на абсолютной высоте около 1400 м. Аналогичная морена прослежена по рекам Гунт, Шах-Дара (Трофимов, 1962; Чедия, 1971) и установлена одним из авторов в долине р. Пяндж на ее субмеридиональном протяжении до абс. высоты около 1800 м (см. рис. 1). На Северном Памире давно известны в аналогичном геоморфологическом положении морены максимального горно-долинного оледенения в долинах рек Муксу, Оби-Хингоу и других до абс. высоты 1900 м или ниже (Марков, 1935, 1936; Забиров, 1955; Трофимов, 1962; Чедия, 1955, 1971).

В разных долинах на всем протяжении древних долинных морен во многих местах под ними вскрываются флювиогляциальные галечники мощностью до нескольких десятков метров, а местами и подстилающие эти галечники или морену обломочные отложения. Наиболее полный из таких разрезов на Западном Памире обнаружен у кшл. Мульводж северо-западнее пос. Ишкашим. На высоте 2600—2700 м на правом берегу р. Пяндж здесь обнажены сверху вниз: серая морена мощностью 25—30 м, поднимающаяся на 500 м вверх по склону (1), подстилающие ее отсортированные слоистые галечники мощностью 40 м, переходящие внизу постепенно в песчано-гравийногалечные пылеватые слабо сортированные отложения пролювиального облика мощностью 20 м (2) и обломочно-пылевато-песчаный материал, неокатанный и неотсортированный, светло-коричневого цвета мощностью до 80 м, лежащий на коренных породах (3). Основание подморенных отложений в придонных частях долин располагается ниже уреза современных рек, что свидетельствует о глубоком региональном врезании до развития горно-долинного оледенения.

Палинологические доказательства межледникового характера подморенных отложений уже приводились ранее применительно к Южному и Западному Памиру, где можно считать установленной акджарскую межледниковую эпоху (Пахомов, 1962, 1966, 1973; Никонов, Пахомов, 1966, 1972).

Здесь приводятся некоторые дополнительные материалы по Западному Памиру, в пределах субмеридионального отрезка долины р. Пяндж вниз от устья р. Бартанг, где происходит переход ледниковых отложений во внеледниковые (рис. 2).

На участке от устья р. Бартанг и почти до устья р. Язгулем характерная серая плотная морена сохранилась примазками и пятнами до 200 м мощностью на высотах до 700 м от уреза и несомненно свидетельствует о существовании здесь мощного ледникового языка, не отмеченного предыдущими исследователями (см. карты в работах Р. Д. Забирова, 1955; А. К. Трофимова, 1962 и Атлас Таджикской ССР, 1968).

Морена в целом характеризуется господством пыльцы травянистых

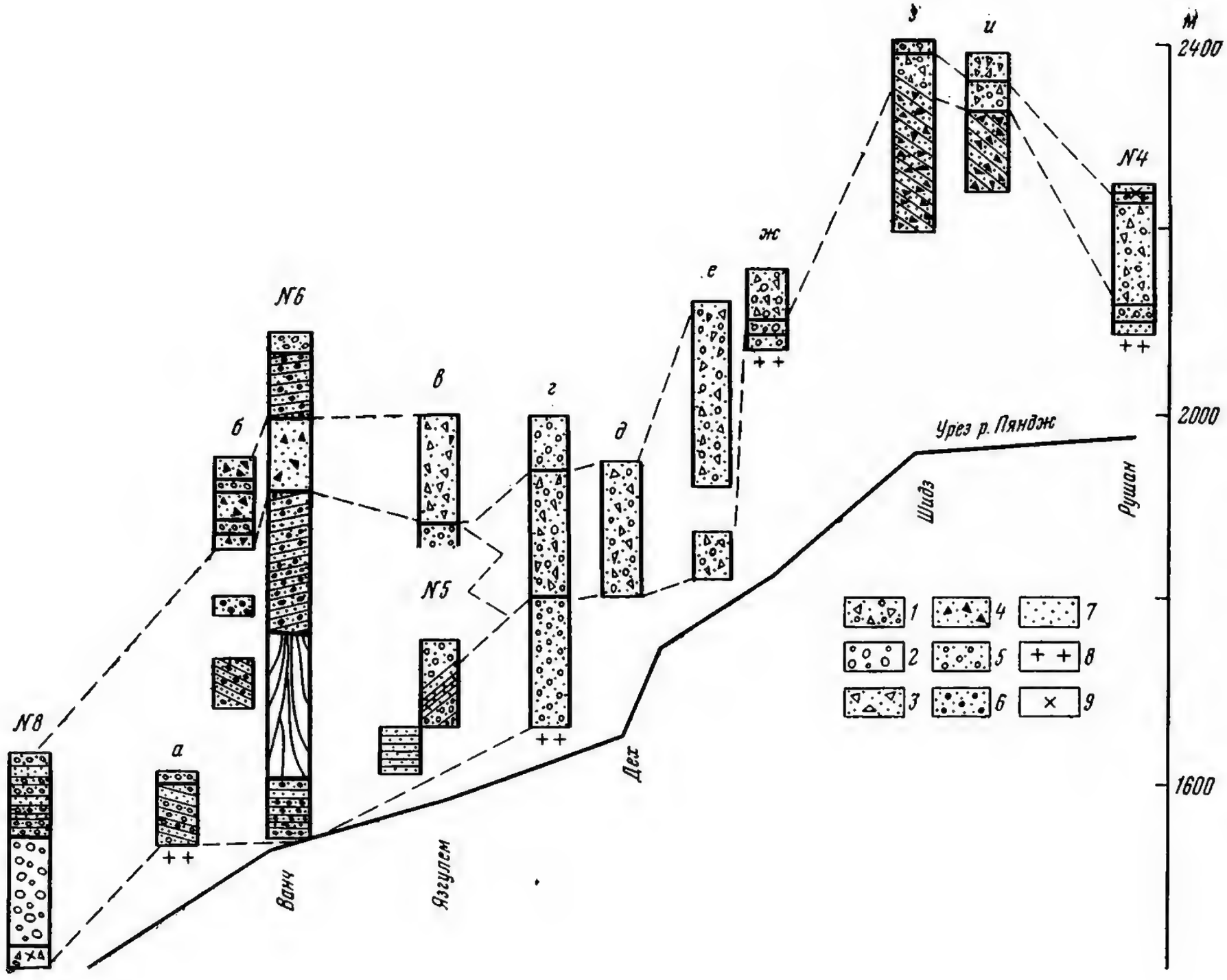


Рис. 2. Сопоставление разрезов аккумулятивной толщи, выполняющей древний (среднечетвертичный) врез в среднем течении р. Пяндж

1 — морена валунно-обломочно-суглинистая;
2 — валунно-галечные аллювиально-флювиогляциальные отложения;
3 — супесчано-обломочные и суглинисто-обломочные пролювиальные и обвальные отложения;
4 — осадочные брекчии, пролювиальные;
5 — гравийно-галечные аллювиально-флювиогляциальные отложения;
6 — конгломераты флювиогляциальные и аллювиальные;
7 — пески флювиогляциальные и аллювиальные;
8 — коренные породы;
9 — фаунистические остатки.

Номера разрезов соответствуют номерам на рис. 1 и в тексте.
а — и — промежуточные разрезы

растений и спор. В этой морене выработаны террасы современной долины р. Пяндж с относительной высоты около 500 м и ниже, которые несут аллювиальный покров мощностью до нескольких десятков метров. В валунно-галечном покрове одной из террас относительной высотой около 270 м, в 3 км к северо-западу от пос. Рушан, на глубине 5 м В. В. Скотаренко нашла коренной зуб Ursus sp., по заключению Э. А. Вангенгейм, средне-, верхнеплейстоценового возраста.

На рассматриваемом отрезке долины р. Пяндж морена подстилается то отсортированными речными, то щебенчато-обломочными пролювиальными отложениями (см. рис. 2). Вниз по течению р. Пяндж последний из разрезов, где характерная морена максимального горно-долинного оледенения подстилается и перекрывается флювиогляциальными отложениями, встречен на левом берегу р. Пяндж в 10 км выше устья р. Язгулем в теле террасы относительной высоты 400—450 м. Ледниковый язык максимального горно-долинного оледенения в долине р. Пяндж, следовательно, оканчивался на высотах 1650—1700 м. Для сравнения отметим, что в более северных долинах — долине р. Язгулем и долине р. Ванч, согласно Р. Д. Забирову (1955), ледниковые языки максимального горно-долинного оледенения оканчивались на высотах соответственно 2260 и 1940 м, а в долине Сурхоб-Муксу, согласно К. К. Маркову (1936),— на высоте 1800 м.

Ниже по долине р. Пяндж в аналогичной позиции (в древнем русле) и на тех же относительных высотах аккумулятивная толща продолжается, но уже нигде не содержит морены Пянджского языка.

В горных частях рассматриваемого региона значительно развиты также следы позднейшего оледенения, которое по свежести форм, положению в современных долинах, соотношению с моренами максимального горно-долинного оледенения и террасами современных рек должно считаться верхнеплейстоценовым. Удельное значение этого оледенения заметно больше в афганской части Бадахшана по сравнению с советской. В последней следы верхнеплейстоценового оледенения обычно находятся в пределах контуров среднеплейстоценового, тогда как в афганской нередко выходят за их пределы (см. рис. 1). Верхнеплейстоценовое оледенение в Афганском Бадахшане занимало 4360 км², т. е. около 11% площади. В ряде мест выводные ледники спускались в долины, что почти не наблюдается на Западном Памире в советской части.

Молодые морены в свежих трогах спускаются по отдельным боковым долинам у кшл. Рушан, Шидз в долину р. Пяндж почти до ее современного днища, т. е. до абсолютной высоты около 2000 м. Ниже по течению р. Пяндж только в одном месте на левом берегу долины близ устья р. Вамд бурая рыхлая со свежими формами морена явно верхнечетвертичного возраста спускается до абсолютной высоты 1000—1200 м, где налегает на древнюю серую морену. Аномально низкое в долине Пянджа положение морен бокового ледника здесь связано с близким расположением наиболее высокой (4500—5000 м) и увлажненной северо-западной части хр. Сафед-Хырс с крутым коротким склоном к долине р. Пяндж.

Молодая морена перегораживала долину р. Пяндж, так что существовало озеро, отложения которого до сих пор хорошо сохранились по обоим бортам долины до относительной высоты 120—140 м вблизи морены и сходят на нет выше устья р. Ванч в теле низких надпойменных террас. В это время существовали аридные условия, судя по господству (90—98%) пыльцы травянистых растений, хотя в отдельных убежищах могли сохраняться группировки или отдельные экземпляры древесных пород (Juglans, Betula, Ulmus, Pinus, Alnus, Quercus), пыльца которых обнаружена в подпрудно-озерных осадках.

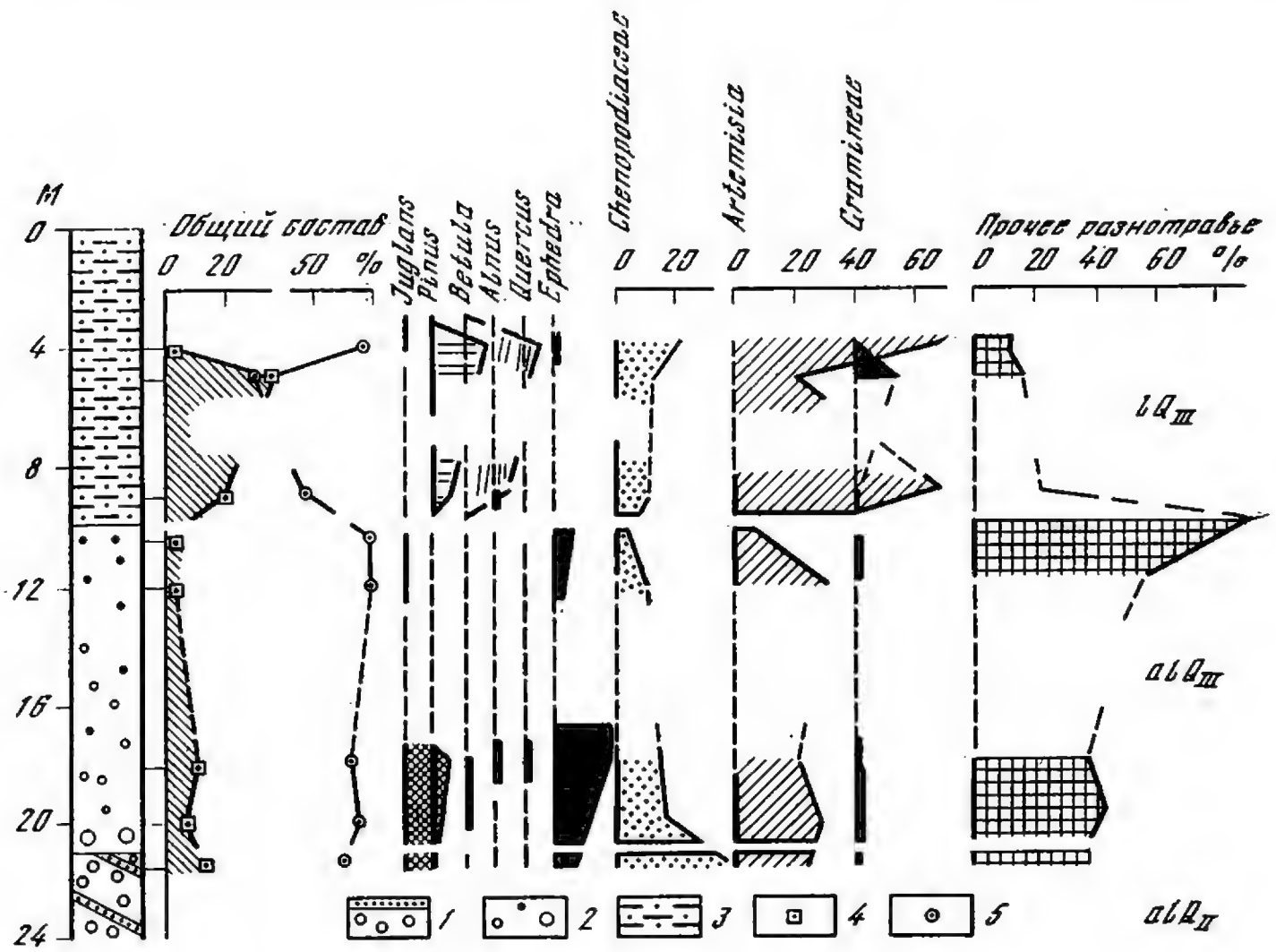


Рис. 3. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений 200-метровой террасы на правом берегу р. Пяндж у кшл. Даштак (разрез 7 на рис. 1, 2)

1 — конгломерато-песчаники, аллювиальные, в цоколе террасы; *2* — галечно-обломочные пролювиально-аллювиальные отложения; *3* — плотные параллельно-слоистые супеси, озерно-подпрудные; *4* — пыльца древесных; *5* — пыльца травянистых

На западном склоне хр. Кох-и-Лаль молодая морена заполняет днища свежих троговых долин в низовьях рек Вардудж и Зардев и в верховьях правых притоков р. Шива до относительной высоты около 300 м. Долины рек Вардудж и Зардев у восточного края Бахаракской котловины перегорожены свежими и хорошо сохранившимися конечными моренами, отмеченными также А. Дезио (Dezio et al., 1964). От дистальных концов их на абсолютной высоте 1500—1600 м протягиваются четкие флювиогляциальные террасы современных долин. Морены, несомненно, принадлежат молодому верхнечетвертичному оледенению. На дне молодых трогов они перекрывают флювиогляциально-аллювиальные отложения, выполняющие древние врезы и связанные с моренами максимального горно-долинного (среднечетвертичного) оледенения. Такие взаимоотношения, в частности, наблюдались всего в 10 км к северу и востоку от разреза у пос. Джурм в долине р. Кокча, которая сама не несет следов верхнечетвертичного оледенения вне пределов Гиндукуша.

В ледниковой области верхнеплейстоценовое похолодание пока может считаться выявленным по палинологическим данным лишь в одном разрезе (разрез 7 на рис. 1) на субмеридиональном отрезке долины р. Пяндж. В 10 км к северо-западу от устья р. Ванч опробованы отложения в теле и на поверхности террасы относительной высотой 200 м (рис. 3). Цоколь этой террасы, как и более высоких, сложен толщей более древних, слабо дислоцированных аллювиально-пролювиальных отложений, выполняющих погребенное русло. На них несогласно, с базальным валунным слоем, лежат собственно террасовые более рыхлые

отложения — галечно-обломочные внизу, щебнистые вверху, в свою очередь покрытые пачкой желтовато-белесых плотных тонкослоистых супесей подпрудно-озерного типа. Условия залегания и взаимоотношения отложений не оставляют сомнения, что 200-метровая речная терраса сформировалась значительно позже конца времени накопления выполняющей древнее русло толщи, которая фациально замещает морену максимального горно-долинного оледенения и, следовательно, ему синхронна. Пачка суглинков, несомненно, еще более молодая, чем терраса, и могла возникнуть в какой-то отрезок времени в процессе верхнеплейстоценового врезания реки. В озерной пачке обнаружены признаки похолодания и увлажнения (до 20—50% пыльцы древесных, преимущественно березы и сосны) на фоне характерных для конца среднего и верхнего плейстоцена аридных условий. Это похолодание логично связывать с верхнеплейстоценовым оледенением, но до получения дополнительных материалов мы делаем это предположительно.

Во внеледниковой области Горного Бадахшана ниже по течению рек, насколько можно судить по фрагментарным обнажениям в сохранившихся частично от размыва древних руслах, аккумулятивная среднеплейстоценовая толща протягивается до выхода долин на предгорную равнину, где в значительной мере представлена песками и лёссами (Никонов, 1972а, б).

С небольшими перерывами толща конгломератов прослеживается, например, в погребенном русле долины р. Кокча от ее верховьев в предгорьях Гиндукуша, где валунные конгломераты на высоте более 1900—2000 м связаны с моренами горно-долинного среднечетвертичного оледенения, до устья р. Кокча (абс. высота 400—500 м) и вниз по р. Пяндж. Погребенное русло заполнено аккумулятивной толщей от дна (на большем протяжении ниже современного уреза) до относительной высоты 200—250 м. Лишь в отдельных местах вблизи расширений конгломераты частично заменяются мелкозернистым и мелкообломочным материалом.

Подобная пачка мелкозернистых отложений среди аллювиальной толщи в древнем русле около пос. Джурм на абсолютной высоте около 1400 м подверглась спорово-пыльцевому анализу (см. Никонов, Пахомов, 1972). Пыльца древесных растений присутствует в небольшом количестве (2—10%), а главное место занимает пыльца ксерофитных травянистых растений и, видимо, эфемерово-эфемероидного разнотравья. Присутствие в спорово-пыльцевом комплексе пыльцевых зерен Eremurus — свидетельство теплого климата, что позволяет говорить о принадлежности вмещающих отложений к фазе климатического оптимума межледниковой эпохи. Поскольку тонкие осадки проанализированной части разреза залегают близ основания толщи, которая выше по реке и, по-видимому, стратиграфически выше в основном представлена флювиогляциальными конгломератами этапа заполнения древней долины, эту пачку можно считать межледниковой, предшествующей среднеплейстоценовому оледенению.

В долине р. Пяндж первый опорный разрез за пределами древнего Пянджского ледникового языка расположен в 2 км выше устья р. Язгулем на правом берегу р. Пяндж (разрез 5 на рис. 1 и 2) в теле 140- и 170-метровых террас на относительных высотах 80—130 м (абс. высота около 1700 м). В узком приразломном грабене, который совершенно не выражен на поверхности террас, зажата в сильно дислоцированном положении толща, состоящая снизу вверх из трех компонентов: конгломератов из гальки пестрого состава, частично хорошо окатанной (видимая мощность 10 м), крупно- и грубозернистых четкослоистых песков, внизу с мелким галечником (мощность около 45 м) и валунно-галечного конгломерата (видимая мощность более 50 м).

Сходство литологии толщи, высоты ее нахождения и положения у дна долины позволяют сопоставлять ее с четкослоистыми галечно-гравийными отложениями видимой мощностью около 100 м, залегающими под среднечетвертичной мореной в хорошем обнажении всего в нескольких километрах выше по течению р. Пяндж на его левом берегу. Следовательно, охарактеризованная толща скорее всего должна считаться предледниковой и датироваться средним плейстоценом.

Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о том, что во время формирования отложений в районе разреза господствовали травянистые ксерофитные сообщества с преобладанием полыни. Среди пыльцы древесных растений, помимо тех, что растут на Западном Памире и сейчас, в рассматриваемом разрезе определены и такие экзотические элементы, как Quercus и Carpinus.

Следует отметить сходство спектров в разрезах около Джурма, Рушана и Язгулема, выраженное постоянным господством пыльцы травянистых и большим флористическим сходством пыльцы древесных растений.

Наиболее мощным и полным является следующий опорный разрез (разрез 6 на рис. 1 и 2) примерно в 30 км от предыдущего, у слияния рек Ванч и Пяндж, в теле террасы относительной высотой около 560 м (Никонов, Пахомов, 1972).

Несмотря на некоторые различия литологического характера толщ в соседних разрезах близ устья р. Язгулем и близ устья р. Ванч, трудно сомневаться в том, что оба они отражают единый этап аккумуляции при заполнении среднечетвертичного русла, причем если в разрезе близ р. Язгулем сохранилась лишь нижняя часть толщи, то близ устья р. Ванч разрез более полный и включает также и верхнюю ее часть. Спорово-пыльцевая диаграмма Ванчского разреза (см. Никонов, Пахомов, 1972) показывает, что большая часть аккумулятивной толщи в нижних частях долин, а не только отдельные ее части (как это было в разрезах у Рушана, Язгулема и Джурма) характеризуется во время ее формирования господством открытых травянистых сообществ. Увеличение количества пыльцы древесных до 40% в средней части разреза, возможно, отражает близость ледникового языка или общее среднеплейстоценовое похолодание.

Аналогичные отложения в сходном положении, но менее полно представленные, прослеживаются в виде отдельных выводов в сохранившихся участках древней долины вниз по течению р. Пяндж почти до пос. Калай-Хумб.

Чтобы завершить характеристику среднечетвертичной толщи на внеледниковом участке долины, упомянем еще разрез 8 (см. рис. 1 и 2). В теле 270—300-метровой террасы на ее юго-западной, обращенной к руслу р. Пяндж, стороне сверху вниз обнажаются: галечно-песчаная слоистая толща из галек преимущественно мелких, хорошо окатанных, и крупнозернистого чистого песка, мощность 90 м; валунно-галечная толща из материала разного размера хорошей окатанности с суглинистым и песчаным заполнителем, мощность около 120 м; галечно-щебнисто-суглинистая толща из плохо окатанных обломков разного размера, мощность от 20 до 70 м. В основании разреза В. В. Скотаренко обнаружила зуб, который, по определению Э. А. Вангенгейм, принадлежит Mammuthus primigenius Blum. и может датировать отложения верхней частью среднего плейстоцена — верхним плейстоценом. Спорово-пыльцевой анализ, по сообщению В. В. Скотаренко, показал присутствие во всем разрезе исключительно пыльцы травянистых растений, причем в нижней толще и нижней половине средней толщи господствуют полыни (60—80%), в верхней половине средней толщи пыльца разнотравья со-

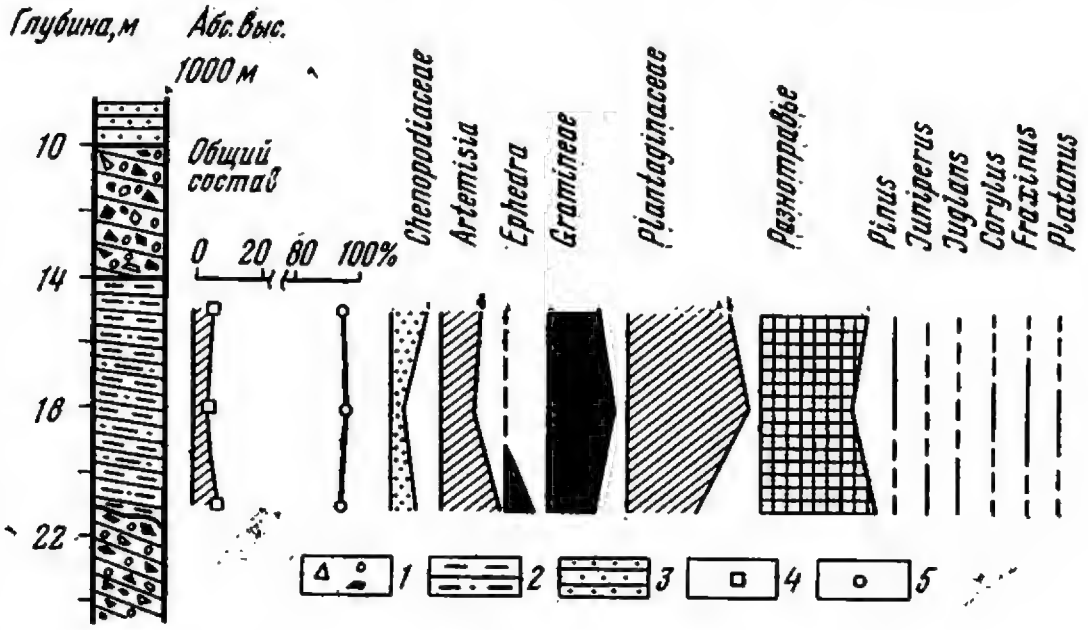


Рис. 4. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений на левом берегу р. Пяндж, сай Пари-хам, в 5 км к востоку от кшл. Хирманджоу (разрез 9 на рис. 1, 2)

1 — обломочный пролювий; *2* — супеси и суглинки делювиальные; *3* — отсортированные серые пески аллювиальные; *4* — пыльца древесных; *5* — пыльца травянистых

ставляет 90—100%, а в верхней толще преобладает пыльца полыни и разнотравья с примесью пыльцы злаков и эфедры. Такой характер изменения спектра позволяет говорить об относительном увлажнении в середине времени накопления всей толщи осадков, что отмечалось также для разрезов в устье р. Ванч и у пос. Рушан и связано, возможно, с продвигавшимся ледниковым языком.

У западной границы Бадахшана в придонной части Даштиджумской котловины толща заполнения древней долины мощностью свыше 200 м хорошо сохранилась в погребенном состоянии западнее современного русла (разрез 9 на рис. 1). Она состоит здесь снизу вверх из конгломератов — галечников, песков и местами покрышки тонкослоистых суглинков и перекрыта по бортам долины более молодыми обломочными пролювиальными отложениями. На левобережье р. Пяндж на абсолютной высоте около 1000 м суглинки в одном из обнажений (см. Никонов, 1975 и рис. 4) характеризуются травянистым спорово-пыльцевым спектром. Среди древесных (всего 5—8%) встречается пыльца Pinus, Juniperus. Juglans, Corylus, Fraxinus, Platanus.

Таким образом, на основании приведенных геолого-геоморфологических и палинологических материалов толща флювиогляциальных и аллювиальных осадков, заполняющих глубокие врезы долин во внеледниковой области, коррелируется в целом с толщей моренных и флювиогляциальных, а также подморенных, видимо межледниковых, осадков в предледниковых врезах ледниковой области и может быть датирована средним плейстоценом, по всей вероятности, его второй половиной и концом.

Верхнечетвертичные отложения во внеледниковой области рассматриваемого региона представлены преимущественно галечными покровами террас современных долин мощностью метры — первые десятки метров. Фрагменты этих отложений террас высотой от 300 м (редко от 500—700) и ниже залегают или на коренных породах или на цоколе из отложений рассмотренной среднеплейстоценовой толщи, от которой они нередко значительно отличаются литологически и петрографически или даже отделены эрозионным или тектоническим несогласием. Эти террасовые отложения не имеют пока надежной палинологической и палеоклиматической характеристики в Горном Бадахшане. Но всего в 50 км

к северо-западу и западу от долины р. Пяндж, в горах Дарваза установлена верхнеплейстоценовая фаза похолодания в период между 30 и 8 тыс. лет назад (Никонов и др., 1974).

ВЫВОДЫ

1. Бадахшанское плато (средний ярус рельефа), фрагменты которого сохранились как в восточной, так и в западной части горной страны, формировалось в течение второй половины плиоцена и расчленялось, начиная с нижнего плейстоцена. Начало формирования крупнейших из сохранившихся в рельефе долин, в частности долины верховьев р. Пяндж на востоке и долины р. Санглич на западе, долин в верховьях рек Шива и Кокча относится не позже, чем к верхнему плиоцену. Известное предположение о продолжении долин основных правых притоков р. Пяндж к юго-западу через Афганский Бадахшан (Атлас Таджикской ССР, 1968) может быть справедливо лишь применительно к среднеплиоценовому, но никак не к более позднему времени. В плейстоцене перестройке подверглась только речная сеть в Пригиндукушском районе: единая предгиндукушская долина (Вахандарья — Пяндж — Зебакская котловина — Санглич), по которой ледники и воды юго-восточного Памира и северного Гиндукуша сбрасывались на юго-запад, распалась, так что сток получил выход на север по долине р. Пяндж от Ишкашима и по долине р. Вардудж от Зебака. Эта перестройка датируется началом среднеплейстоценовой эпохи.

2. Собранные данные позволяют считать реальным развитие верхнечетвертичного оледенения только в южной (пригиндукушской) части Бадахшана, но и здесь его следы сохранились слабо. Среднеплейстоценовое оледенение, носившее горно-долинный характер, в Западном Бадахшане было распространено гораздо шире, чем это было известно и считалось ранее (Забиров, 1955; Трофимов, 1962; Атлас Таджикской ССР, 1968). В частности, крупные выводные ледники спускались по долине р. Пяндж от устья р. Бартанг почти до устья р. Язгулем и по долине р. Пяндж мимо Ишкашима, через Зебакскую котловину и далее по долине р. Вардудж до Бехаракской котловины.

В Пригиндукушской области ледники заполняли врезы целиком, что и привело при их таянии к перестройкам речной сети и изменению стока с юго-западного на северный по долинам рек Пяндж и Вардудж.

3. Основное врезание долин на глубину до 1000—2000 м, т. е. формирование нижнего яруса рельефа, произошло после накопления нижнечетвертичных осадков, но до максимального горно-долинного среднеплейстоценового оледенения. Глубокие долины протягивались из ледниковой области во внеледниковую и на большем своем протяжении были глубже уровня современных днищ.

Последующее заполнение долин (этап региональной аккумуляции) флювиогляциально-аллювиальными и моренными отложениями достигло высоты 250—700 м относительно современного уреза.

Последний (верхнечетвертичный — современный) этап формирования долин отмечен новым последовательным врезанием рек от верхнего уровня аккумуляции предыдущего этапа с образованием серии средневысотных и низких террас в современных долинах. В пределах этого этапа в горах, особенно на западе Бадахшана, развивалось верхнечетвертичное (карово-долинное) оледенение, отдельные выводные ледники которого достигали основных долин района. Сравнение площади оледенений Бадахшана показывает общее сокращение размеров каждого последующего оледенения. Однако в северо-западной части Афганского Бадахшана (хр. Сафед-Хырс) более молодые оледенения увеличивались

в размерах по сравнению с предшествующими. В верхнеплейстоценовое и голоценовое время ледники были развиты в целом больше в Афганском Бадахшане, несмотря на меньшую абсолютную высоту хребтов. Это объясняется последовательным перехватом влагосодержащих западных воздушных масс меридиональными передовыми хребтами Афганского Бадахшана по мере их воздымания вместе со всей горной страной.

4. Палеоботанические материалы в соответствии с геолого-геоморфологическими данными свидетельствуют об общеклиматических колебаниях в верхнем плиоцене и в четвертичное время (чередование ледниковых и межледниковых эпох), отраженных в резких изменениях растительного покрова и вертикальных миграциях растительно-климатических поясов.

За время формирования верхних уровней долин (относительной высоты от 3000 до 1000 м), происходившего в верхнем плиоцене и нижнем плейстоцене, хвойные леса (иногда с примесью широколиственных пород) по крайней мере дважды расширяли свои площади, а растительно-климатические пояса смещались вниз. Во время выработки глубоких долин и их террасовых уровней (в среднем с относительной высоты 1500 м и до уровня ниже современного уреза), происходившей в среднем плейстоцене, леса в долинах окончательно уступили господство травянистым группировкам в связи с ухудшением климатических условий перед горно-долинным оледенением конца среднечетвертичного времени. Ксерофитные растительные ассоциации сохранились и во время последующего частичного (до относительной высоты 250—700 м) погребения древних долин в конце среднего — возможно начале верхнего плейстоцена. Небольшие усиления роли лесных формаций (с обедненным составом пород) во второй половине четвертичного периода, вероятно, связаны со среднечетвертичным и верхнечетвертичным оледенениями и отражают ограниченные по масштабам колебания влажности и термического режима.

5. Помимо чередования лесных фаз и фаз с пониженной степенью облесенности в верхнеплиоцен-четвертичное время для рассматриваемой горной территории, так же как и для Восточного Памира (Пахомов, 1969, 1973), характерна общая направленная аридизация, которую естественно связывать с резким ростом горных систем и ороклиматической дифференциацией. На юге в спорово-пыльцевых спектрах среднеплейстоценовых разрезов значительную роль играют лесные элементы флоры (сосна, кедр, широколиственные породы), в более северных синхронных разрезах основными компонентами спорово-пыльцевых спектров являются элементы горных ксерофитных формаций, а в Дарвазе и Придарвазье в спорово-пыльцевых спектрах снова увеличивается роль элементов горных лесов (береза, сосна). Во влажном Дарвазе и Придарвазье леса умеренного типа не исчезли полностью до верхнего плейстоцена, во внутригорной долине р. Пяндж леса в среднем плейстоцене исчезли совсем или сохранились небольшими фрагментами, а в пределах южной предгиндукушской части региона лесные фитоценозы с гималайскими элементами флоры сохранялись в результате влияния муссонов во всяком случае до конца среднего плейстоцена.

Отсюда следует, что синхронные ледниковые и межледниковые спорово-пыльцевые спектры разных флористических областей могут быть несходными.

6. Общая амплитуда поднятия региона с нижнего плейстоцена, судя по суммарной глубине врезания долин и по палеоботаническим реконструкциям, оценивается величинами порядка 1000 м на западе и 2000 м на востоке региона. При расчете поэтапных амплитуд движений необхо-

димо учитывать существование, возраст и продолжительность крупных региональных фаз замедления поднятия и факт более глубокого, чем современное, положения днищ долин в конце фазы среднеплейстоценового врезания.

Общий главный вывод состоит в доказательстве чередования крупных этапов выравнивания рельефа путем заполнения долин (верхний плиоцен — нижний плейстоцен, конец среднего плейстоцена) и глубокого врезания (перед верхним плиоценом, в первую половину среднего плейстоцена, в верхнем плейстоцене и голоцене до настоящего времени). Эти этапы не соизмеримы и не синхронны с периодами развития оледенений и поэтому могут считаться независимыми от них. Полное совпадение выделенных этапов с региональными этапами врезаний и аккумуляции на гораздо более широкой территории (Никонов, 1972а, б; Никонов, Пеньков, 1973), с одной стороны, и отдельные наблюдения над тектоническими деформациями и несогласиями в Бадахшане (Никонов, 1975) позволяют признать тектонические фазы активизации и покоя определяющими в развитии рельефа региона. Таким образом, уточняется и развивается представление К. К. Маркова (1935) об этапах восходящего и нисходящего развития рельефа Памира. Перестройка речной сети происходила в конце этапов аккумуляции или при максимальном распространении ледников.

Авторы весьма благодарны В. В. Скотаренко, Г. Х. Казариной и А. М. Пенковой за предоставление материалов по отдельным разрезам и помощь в их обработке, В. П. Гричуку — за внимание к работе и ценные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас Таджикской ССР. ГУГК при СМ СССР, Душанбе — Москва, 1968.

Архипов И. В., Леонов Ю. Г., Никонов А. А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1. Изд-во МГУ, 1970.

Архипов И. В., Никонов А. А. Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 49, № 5. Изд-во МГУ, 1974.

Вавилов Н. И., Букинич Д. Д. Земледельческий Афганистан. Л., 1929.

Васильев В. А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Изд-во Таджикск. гос. ун-та, Душанбе, 1962.

Васильев В. А. Кайнозой Памира. Душанбе, 1966.

Гричук М. П., Гричук В. П. О перигляциальной растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.

Додонов А. Е. Моралев В. М., Скотаренко В. В., Шолохов В. В., Шубников А. В. О плиоценовой поверхности выравнивания северной части Афганского Бадахшана.— Геоморфология, 1974, № 4.

Забиров Р. Д. Оледенение Памира. М., Географгиз, 1955.

Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира.— Тр. Ин-та физ. географ., вып. 17. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.

Марков К. К. Геоморфологический очерк Сев. Памира и Вахии по наблюдениям 1932—1933 гг.— Тр. II Междунар. полярного года.— Памир. Л., 1936.

Никонов А. А. Озеро Шива в Афганистане.— Природа, 1968, № 4.

Никонов А. А. Закономерности развития речных долин юга Средней Азии.— Геоморфология, 1972а, № 1.

Никонов А. А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 39. М., «Наука», 1972б.

Никонов А. А. Новые данные по геоморфологии и палеогеографии Афганского Бадахшана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, Изд-во МГУ, 1973.

Никонов А. А. Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 50, № 2. Изд-во МГУ, 1975.

Никонов А. А., Пахомов М. М. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 4.

Никонов А. А., Пахомов М. М. К стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии плейстоцена Западного Памира и Афганского Бадахшана.— В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1972.

Никонов А. А., Пахомов М. М., Ранов В. А., Ренгартен Н. В. Природная обстановка времени обитания верхнепалеолитической стоянки Шугноу и вопросы первоначального заселения Памира.— В кн.: Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М., 1974.

Никонов А. А., Пеньков А. В. К геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене и раннем плейстоцене.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 10.

Пахомов М. М. Первые результаты палинологических исследований кайнозойских отложений Памира.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Изд-во Таджикск. гос. ун-та. Душанбе, 1962.

Пахомов М. М. Ископаемая плиоцен-древнечетвертичная флора Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2.

Пахомов М. М. Применение спорово-пыльцевого анализа для изучения четвертичной истории растительности Памира.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., «Наука», 1966.

Пахомов М. М. История растительности Салангурской котловины как пример деградации лесной флоры Восточного Памира.— Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 36. М., «Наука», 1969.

Пахомов М. М. Изменение структуры растительного покрова гор востока Средней Азии как биостратиграфическая основа расчленения плейстоцена.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., «Наука», 1973.

Попов В. И. Материалы по истории древнего оледенения Памира, Бадахшана и Дарваза.— Тр. Всес. геол.-разв. объединения, вып. 242. Л.— М., 1932.

Трофимов А. К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Юго-Восточного Памира.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана.— Изд-во Таджикск. гос. ун-та, Душанбе, 1962.

Чедия О. К. Современное и древнее оледенение Сев. Дарваза и южного склона хребта Петра I.— Уч. зап. Таджикск. гос. ун-та, т. 6, Душанбе, 1955.

Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. I. Фрунзе, «Илим», 1971.

Dezio A., Martina E., Pasquare. On the geology of central Badakhshan.— Quarterly Journ. of Geol. Soc. of London, v. 120, 1964.

Mirwald P., Roemer H. Beobachtungen im Wakhan (NE-Afganistan).— Erdkunde, 1967, XXI, H. 1.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

А. А. НОСОВ

ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ И ЛЕДНИКОВЫЙ МОРФОГЕНЕЗ НА ПРИМЕРЕ ДМИТРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАЛУННЫХ ПЕСКОВ

Изучая краевые ледниковые образования на Клинско-Дмитровской гряде, А. И. Москвитин пришел к выводу, что в ее северной части, кроме образований основной, бронницкой стадии, обнаруживаются следы более поздней флеминг-московской (Москвитин, 1936) или икшинской (Москвитин, 1970) стадии того же московского оледенения. Деятельность обоих ледников находит, в частности, отражение в условиях залегания валунных песков Дмитровского месторождения, расположенного справа от р. Яхрома в ее среднем течении.

В рельефе долина этой реки здесь хорошо выражена «раструбом», в пределах которого текут р. Яхрома и ее правый приток руч. Березовский. В свою очередь руч. Березовский образуется от слияния нескольких ручьев, стекающих с поверхности месторождения песков по ложбинам, на которые как бы разветвляется восточная часть раструба.

Подобные же раструбы имеются в долинах каждой из стекающих с Клинско-Дмитровской возвышенности к северу речек (Сестра, Веля, Дубна и др.). Но геологическое строение их известно только в раструбе р. Яхрома, благодаря расположению здесь большого, давно уже разрабатываемого местонахождения валунных песков, которые имеются и в других раструбах, но хуже изучены.

Как и широко развитые в пределах возвышенности флювиогляциальные отложения, Дмитровское и другие месторождения валунных песков возникли главным образом при отступании ледника основной стадии московского оледенения. При этом в результате работы талых вод, стекавших подледно и врезавших глубокие — до пород палеозоя — рытвины, которые заполнялись песками, были сформированы после стаивания льдов мощные озы, которые к поверхности переходили в долинные зандры.

Раструб р. Яхромы возник, по-видимому, еще в древних оледенениях и во всех более поздних, достигавших северного края или перекрывавших Клинско-Дмитровскую возвышенность, образовывались подледные рытвины и озы. В икшинскую стадию озы и зандры были существенно гляциодислоцированы, а частично, возможно, разрушены.

В современном рельефе Дмитровское месторождение валунных песков выражено грядой, известной в литературе как «Одинцовский оз» (Иванов, 1961), и десятком холмов, расположенных от нее восточнее и западнее. Пологохолмистое плато окрестностей обступает месторождение с трех сторон открытым на северо-запад амфитеатром с более высокой восточной стороной.

Положительные формы рельефа продолговаты и имеют единое с северо-запада на юго-восток простирание. Холмы асимметричны; их северные склоны круты, а южные пологи. Площадь наименьшего из них около 50 га. Гряда и холмы разделены ветвящейся системой ложбин, западин и лощин.

Ложбины — наиболее крупные отрицательные формы в пределах месторождения; они в плане четковидны, а в продольном разрезе ступенеобразны. Ручьи, протекающие по ложбинам в паводки и после дождей, к осени распадаются на небольшие озера, расположенные в расширенных частях долин. Западины, разделяющие холмы, примыкают к ложбинам. От западин и ложбин ответвляются многочисленные лощины, бороздящие склоны холмов и гряды. В верховьях этих лощин на пологих склонах и плоских вершинах увалов часто находятся бессточные, блюдцеобразные понижения. Некоторые из них сухие, другие заболочены, остальные заняты небольшими озерками или прудами.

Разница высотных отметок между положительными и отрицательными элементами рельефа особенно велика (50—60 м) на севере месторождения, где ложбины врезаются в склон гряды, но к югу уменьшается из-за подъема дна до 10—15 м.

Залежи валунных песков представляют собой несколько тесно прижатых друг к другу слоистых, куполообразных структур. В центральной части куполов пласты, как правило, лежат горизонтально, а по периферии плавно загибаются вниз. Отдельные, выдержанные по простиранию слои (чаще всего это тонкие глинистые пески или супеси) прослеживаются в пределах холма от одного купола к другому, связывая их в единое целое. От этого геологический разрез залежи валунных песков представляет собой чередование своего рода антиклиналей и синклиналей. Такие разрезы в естественных условиях можно наблюдать вдоль бортов карьеров на протяжении нескольких сотен метров.

Валунные пески повсеместно залегают под чехлом покровных суглинков и морен. Мощность чехла не постоянна. Она невелика (1-2 м) на вершинах увалов, но резко увеличивается вниз по склону, достигая в озеровидных расширениях ложбин и в западинах мощности 10—20 м и более. Мощность чехла морены также увеличивается вдоль гряды к югу. Максимальной мощность морены и озерно-болотных отложений становится в лощинах, бороздящих склоны положительных форм рельефа, и в блюдцеобразных понижениях на склонах и вершинах холмов и гряды.

Валунные пески центральной залежи месторождения лежат на известняках карбона, а по окраинам поднимаются на меловые породы, кое-где прикрытые мореной днепровского оледенения и мелкими песками возможно одинцовского межледниковья.

Г. И. Горецкий (1968) отмечал, что по бортам Дмитровской ложбины, которая отходит на юго-восток от Шошинско-Нерльской депрессии, обнаружены в ряде мест морены напора с очень интенсивными гляциодислокациями и большим количеством отторженцев. В пределах Дмитровского месторождения, приуроченного к одному из восточных ответвлений Дмитровской ложбины, можно наблюдать, во всех деталях, многочисленные проявления гляциотектонических процессов.

Гляциодислокации в пределах месторождения имеют тесную взаимосвязь с ледниковым морфогенезом. Это находит свое отражение как во внешнем, геоморфологическом облике залежей валунных песков, так и в их внутреннем, геологическом строении.

Прежде всего следует отметить, что наклонное залегание слоев валунных песков можно объяснить только гляциотектоникой, поскольку крутые (до 45—50°) углы падения пластов на склонах холмов и гряды вдвое превышают угол естественного откоса песка, отлагавшегося под водой. К тому же мощность залегающих наклонно пластов остается по падению постоянной. Кроме того, угол наклона пластов от обнажения к обнажению изменяется, вследствие чего склон залежи выступает волнистой, вогнуто-выпуклой поверхностью.

Вогнутые участки представляют собой миниатюрные синклинали, ядра которых выполнены валунными суглинками, мощностью в несколько раз большей, чем на выпуклых куполообразных структурах, подобных в известной мере антиклиналям.

Синклинальные складки осложнены множеством мелких разрывных нарушений, амплитуда которых не превышает 1 м; некоторые синклинали прорваны. Сместители в пределах одной складки располагаются веерообразно, как бы расходятся из единого центра. Разрывным нарушениям сопутствует интенсивно развитая трещиноватость.

В ядрах антиклинальных куполообразных структур участка Борисовского, расположенного на восточном фланге месторождения, карьером вскрыты, помимо нижней морены, останцы кремнистых опоковых песчаников верхнемелового возраста. В отличие от синклиналей в пределах куполообразных структур трещиноватость совершенно отсутствует.

Интересно сравнить условия залегания верхней морены и ее контакт с валунными песками на выпуклых и вогнутых частях залежей. На плоских вершинах куполов или антиклиналей морена, как и слои валунных песков, лежит горизонтальным пластом; в ядрах синклиналей суглинки и пески на контакте скручены в мелкие, до плойчатости, складки. Столь существенное отличие контакта свидетельствует, вероятно, о том, что первоначально морена спокойно налегала на валунные пески, которые повсеместно залегали горизонтально. Позже произошло нарушение горизонтального залегания флювиогляциальных отложений путем продавливания в них депрессий, при образовании которых происходило перемещение морены по валунным пескам, вследствие чего возникала местная морена напора.

В соответствии с формированием залежей валунных песков под напором движущихся льдов находится и их друмлинообразная форма, и их складчатое строение, и крутые углы падения пластов на крыльях складок, и многочисленные разрывные нарушения, и интенсивная трещиноватость в валунных песках, смятых в синклинали, и резкое отличие условий залегания верхней морены и ее контакта с флювиогляциальными отложениями на выпуклых и вогнутых частях залежей. Таким образом, положительные формы рельефа представляют собой, по терминологии Д. Н. Соболева (1933), «холмы-выжимы» (стр. 150). Точно эти преобразования, конечно, еще не восстановлены, но представляется, что расчленение некогда единого зандра на обособленные холмы-выжимы происходило, по-видимому, в тот период, когда ледник, выдвигаясь из низин, лежащих севернее Клинско-Дмитровской возвышенности, скачкообразно менял режим своего движения с медленного вязкого течения на быстрое глыбовое скольжение. Именно воздействию быстро перемещавшихся глыб льда на подстилающие породы обязано все многообразие гляциодислокаций в пределах месторождения. То обстоятельство, что интенсивность гляциодислокаций постепенно убывает с северо-запада на юго-восток, позволяет предположить, что продвижение льдов на возвышенности изменило режим с глыбового скольжения на вязкое течение всей массой.

Наиболее интенсивно гляциодислокации выражены на севере месторождения, на границе с ложбиной руч. Березовский, заполненной в настоящее время межледниковыми аллювиальными и озерно-болотными отложениями мощностью около 20 м. Здесь в бортах карьеров можно наблюдать не только пологие складки, но и чешуйчатые надвиги, и диапиры, а местами слоистость вовсе уничтожена сдавливанием.

Один из чешуйчатых надвигов представляет собой четыре складки (рис. 1). Складки субширотного простирания, амплитуда их не превышает 10 м; сместители надвигов падают в северном направлении.

Рис. 1. Чешуйчатый надвиг на севере месторождения

Складки субширотного простирания опрокинуты на юго-восток и надвинуты друг на друга. В северо-западной части обнажения валунные пески смяты до полного разрушения слоистости

Рис. 2. Расширяющаяся вверх трещина, заполненная валунно-гравийным материалом

Трещина сечет флювиогляциальные отложения в субширотном направлении. Ширина трещины у осыпи около 1 м

Севернее чешуйчатого надвига валунные пески смяты до полного разрушения слоистости и образования напорной морены.

Западнее чешуйчатого надвига соседним карьером вскрыт диапир высотой около 5 м. Здесь мелкие глинистые пески слоя, залегающего между двумя пластами валунника, прорывают верхний из них диапиром. Глинистые пески тонкослоисты. За пределами диапира эта слоистость параллельна границам слоя, а в пределах его измята и разорвана, сохраняет следы пластичного течения. Столь интенсивные гляциодислокации приурочены, как правило, к склонам залежей валунных песков, но особенно интенсивны они в ядрах синклинальных структур, в депрессиях.

Как отмечалось выше, некоторые синклинали прорваны. В этих случаях депрессии на склонах залежей валунных песков являются раструбообразным началом одной, а то и нескольких трещин. Некоторые из этих трещин рассекают залежь насквозь и соединяют между собой две депрессии; другие постепенно затухают. Все трещины заполнены валунными песками (рис. 2), которые иногда сцементированы в конгломераты, образующие вертикальные плиты мощностью 1-2 м. Снизу по трещинам внедрялись пластичные глинистые пески, супеси или суглинки нижней морены в виде восходящих жил или диапиров. Сверху по трещинам вдавливался валунный суглинок верхней морены в виде нисходящих жил или гляциодаек.

На юго-западе участка «Табор» (северная часть врезанного оза) карьером вскрыт диапир нижних валунных суглинков высотой около 15 м. Здесь же сверху вдавлены валунные суглинки, которые слагают ядро синклинальной складки валунных песков. Складка асимметрична; ее западное крыло пологое, а восточное крутое. Вдавленные сверху валунные суглинки и диапир разделены восточным крылом синклинали.

При образовании трещин происходило перемещение блоков валунных песков относительно друг друга по вертикальным и горизонтальным плоскостям. Перемещение по вертикальным плоскостям наблюдается непосредственно; о горизонтальных смещениях блоков можно судить по наличию плоскостей скольжения в залегающих горизонтально пластах супесей или суглинков, расслаивающих валунные пески. Здесь плоскости скольжения параллельны слоистости или секут ее под очень небольшими углами.

Разрывные нарушения, которые затухают в пределах залежи валунных песков, заканчиваются системой мелких разрывных нарушений и трещин. Ориентировка трещин и разрывных нарушений красноречиво свидетельствует о природе их происхождения.

В том случае, когда трещины соединяли две депрессии, возникал двусторонний сброс, своеобразный грабен в миниатюре. Таким образом, был захоронен брусок верхней морены длиной около 200 м и высотой 8—10 м. Контакт валунных песков и морены по сместителю очень четкий, прямолинейный в разрезе (рис. 3).

Иногда трещины служили как бы направляющими при перемещении отдельных глыб льда. В этом случае возникали желобообразные формы вдавленной морены (рис. 4). Кое-где вдоль трещин вместе с мореной были вдавлены глыбы льда, после вытаивания которых на плоских вершинах холмов возникли воронкообразные озера.

В этих озерах накапливались отложения мощностью в несколько десятков метров. Некоторые из них, не очень глубокие, вскрыты карьерами или разбурены. Единичные пробы из наиболее глубоко погребенных осадков, исследованные Л. А. Скибой, показали обилие в них пыльцы широколиственных деревьев. Это позволяет сделать предположение о микулинском возрасте этих пород. Ниже залегают интенсивно оглеенные

Рис. 3. Контакт морены и вмещающих ее валунных песков по сместителю с западной стороны двустороннего субмеридионального сброса

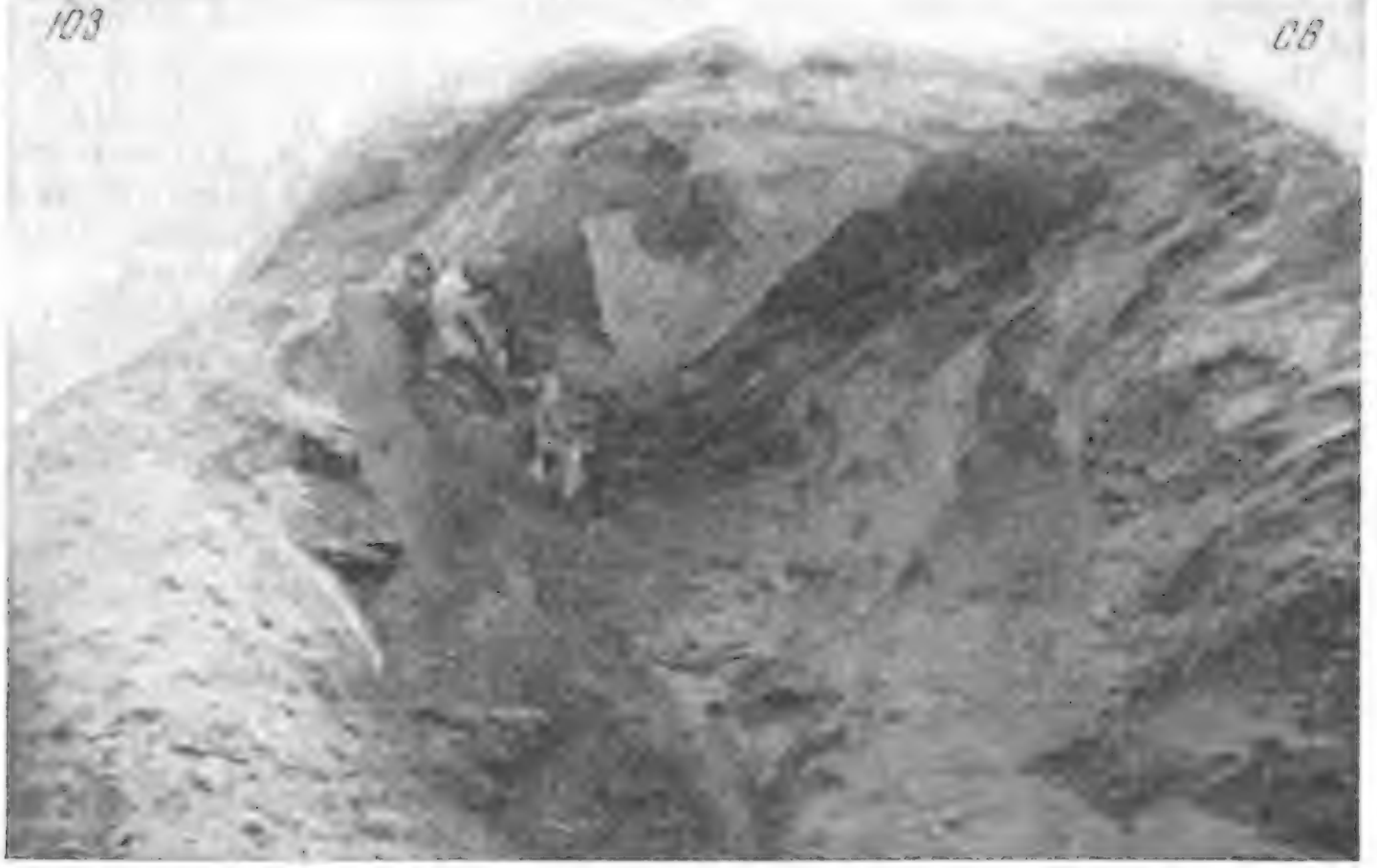


Рис. 4. Поперечный разрез желобообразной залежи морены (темное пятно вверху)

Залежь морены вдавлена сверху в флювиогляциальные отложения. На контакте пески и суглинки измяты до плойчатости

валунные суглинки, в которых можно наблюдать редкие обломки обугленной растительности и причудливо изогнутые полосы темно-серого до черного цвета, по-видимому, межледниковых отложений, возможно, бронницко-икшинского интерстадиала.

Н. И. Кригер (1968, 1972) в работах по гляциотектонике отметил, что гляциодислокации особенно часто встречаются в районах распространения краевых ледниковых образований и составляют «ансамбль

краевых форм»: экзарационные впадины, напорные морены, камы и озы (стр. 309). При этом Н. И. Кригер различает гляциодислокации, возникшие при динамических процессах перемещения льда в горизонтальном направлении (складки, чешуйчатые надвиги и отторженцы), а также гляциодислокации, обязанные своим происхождением статическим процессам,— вертикальному давлению льда (структуры выдавливания — складчатость ложа, холмы и озы).

Тесную взаимосвязь «трещин, сдвигов, сбросов, смятий и выдавливаний» подчеркивал В. А. Новский (1971), определяя гляциодислокации как «нарушения, вызванные давлением ледника на массив пород» (стр. 94).

«Воздействие льда на подстилающую поверхность складывалось из статического (вес ледниковой нагрузки) и динамического давления, ориентированного по направлению движения льда. Равнодействующая этих сил образует динамические структуры давления»— пишет А. А. Асеев (1967, стр. 13), вполне определенно связывая в единое целое статическое и динамическое воздействие льда на подстилающие его породы. Поэтому попытки (Гросвальд, Иоффе, 1973) представить гляциотектонические процессы как следствие только статических нагрузок односторонни, а вследствие этого мало плодотворны при изучении ледникового морфогенеза.

Таким образом, самодвижение льда происходит под воздействием двух сил — динамического давления (напора) и статической нагрузки (веса), каждая из которых обязана своим происхождением прежде всего гравитации. Движению льда противодействует сила трения. Эта сила и равнодействующая напора и веса выступают внешними по отношению к леднику силами.

Под действием этих сил в леднике возникают внутренние напряжения, ограниченные свойствами самого льда. Очевидно, что непрерывное становление равновесия между внешними нагрузками и внутренними напряжениями и постоянное его нарушение составляют, в самых общих чертах, сущность самодвижения льда. С этих позиций движение льда представляется по необходимости пульсирующим, скачкообразным.

Как отмечают исследователи, характер течения льда зависит от условий его движения. На периферии льда это движение подчиняется рельефу ложа (Асеев, 1969). Любое изменение условий движения ледника ведет к частичному переходу пластичного течения в глыбовое скольжение перед преградой (Шумский, 1955).

Такого рода преградой для ледников многих оледенений выступала Клинско-Дмитровская гряда. Считалось, что последним оставил на склонах гряды следы своей деятельности ледник икшинской стадии московского оледенения.

Как уже упоминалось, в пределах низины Верхней Волги ледник представлял собой монолитную массу с вязким течением. При «восхождении» на Клинско-Дмитровскую гряду он расщеплялся на ряд лопастей и в пределах ее северного склона представлял собой многоструйный поток, состоявший из быстро перемещавшихся глыб льда.

Дробление ледника на части приводило к нарушению его внутреннего режима и обуславливало локальные избыточные напряжения, что вызывало плавление льда и протаивание подстилающих пород. Локальные напряжения и пульсационное движение глыб льда находят, по-видимому, отражение в образовании четковидных ложбин и западин. Глыбы льда, выдавливая эти депрессии, дробились в свою очередь на осколки, одна часть которых «пломбировала» депрессии, а другие вдавливались в склоны вновь образованных холмов и гряды, формируя на них многочисленные лощины.

О том, что давление глыб льда вызывало локальное протаивание пород, тогда как расположенные рядом с депрессиями породы оставались мерзлыми, свидетельствует образование трещин. Открытые раструбом в депрессии, эти трещины вскрывают не только пространственную связь разрывных нарушений с пластическими, но и обнаруживают их генетическую взаимозависимость. Это справедливо постольку, поскольку трещины в какой-то мере опережали депрессии и служили направляющими при перемещении глыб льда. Поэтому, если депрессии отражают статику гляциотектонического процесса, то трещины отражают его динамику.

Интересно отметить, что в тех случаях, когда под валунным песком залегают жесткие опоковые песчаники, рельеф кровли флювиогляциальных отложений в общих чертах повторяет рельеф подстилающих пород. Это обстоятельство позволяет рассматривать кровлю жестких меловых пород матрицей, относительно которой глыбы льда выступали пуансоном, а четвертичные отложения, продолжая аналогию со штамповочным производством, служили обрабатываемой деталью. Там, где жесткие породы коренного ложа находились на большой глубине, в роли матрицы выступала поверхность мерзлых пород, граница раздела которых с протаявшими отложениями из-за неравномерного напора глыб льда, анизотропии образований ложа ледника и процессов режеляции была неровной, что определяло, в известной мере, пути перемещения отдельных глыб льда.

В заключение следует отметить, что депрессии в залежах валунных песков, заполненные по большей части валунными суглинками, как правило, находят свое отражение на поверхности в виде отрицательных форм рельефа, а вдоль трещин в залежах валунных песков на поверхности прослеживаются цепочки озер. То обстоятельство, что глубоким депрессиям в валунных песках соответствуют мелкие лощины и бессточные впадины по склонам и на вершинах холмов, выступает в известном смысле геоморфологическим признаком при ведении геологоразведочных работ. Учет этого критерия тем более важен, что в процессе эксплуатационных работ установлены резкое увеличение мощности вскрыши в лощинах и отсутствие запасов в контуре подсчета там, где в границы участка вклиниваются западины. Поэтому при разведке месторождений подобного типа необходимо сгущать сеть разведочных выработок в пределах отрицательных микроформ с тем, чтобы избежать включения в контур подсчета запасов полезного ископаемого площадей, непригодных по горно-техническим условиям для разработки.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А. А. О геологической деятельности древних Европейских ледниковых щитов.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 34. М., «Наука», 1967.

Асеев А. А. Рельефообразующая деятельность активного материкового льда древних Европейских ледниковых щитов.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. I. Изд-во МГУ, 1969.

Горецкий Г. И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Гросвальд М. Г., Иоффе Я. Я. Гляцигенные складки нагнетания в осадочных породах ледникового ложа и их значение для палеогеографии.— В сб.: Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения, вып. 21. М., 1973.

Иванов А. А. Гравий и строительные пески.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 4. Калуга, 1961.

Кригер Н. И. Основные вопросы изучения гляциодислокаций.— В сб.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Кригер Н. И. Основные вопросы гляциотектоники.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., «Наука», 1972.

Москвитин А. И. О трех моренах под Москвой.— Бюлл. МОИП, № 4. М., 1936.

Москвитин А. И. История и климат межледниковий и интерстадиалов в Европе.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 37. М., «Наука», 1970.

Новский В. А. О роли экзарации в формировании рельефа центральных районов Русской равнины.— В кн.: Геоморфология центральной части Русской равнины. М., 1971.

Соболев Д. Н. О гляциодислокациях. Труды II Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. II. М.— Л., 1933.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

А. Е. ДОДОНОВ, В. А. РАНОВ

НОВЫЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ НАХОДКИ В ЛЁССАХ БАССЕЙНА р. КЫЗЫЛСУ (Южный Таджикистан)

На юге Таджикской ССР лёссы распространены довольно широко. Один из районов их развития — бассейн р. Кызылсу, приуроченный в тектоническом отношении к восточной части Таджикской депрессии. В этом регионе лёссы образуют покровы на аллювиальных и аллювиально-пролювиальных террасах, а также в пределах водораздельных поверхностей, отвечающих, как правило, положительным структурным элементам. В лёссовой толще четко фиксируется ритмичность строения по чередованию погребенных почв и лёссов. При стратиграфическом расчленении лёссов возникают большие трудности ввиду сравнительно большой однородности их литологических свойств, отсутствия палеонтологических находок и слабой изученности ископаемых почв. До настоящего времени мощные толщи покровных лессов многими исследователями рассматривались в составе литолого-стратиграфических комплексов плейстоцена, возраст которых обосновывался чаще всего по геоморфологическим данным. При этом возраст покровных лёссов обычно синхронизировался с возрастом слагаемых ими геоморфологических уровней. Однако, прослеживание по простиранию почв и разделяющих их лёссов показывает, что лёссы и почвы имеют преимущественно облекающий характер залегания (исключая отдельные случаи вложения, сопровождающиеся срезами). Иными слозами, одни и те же генерации лёссов слагают поверхности как молодых, так и более древних геоморфологических уровней. По этой причине использование геоморфологических данных при стратиграфическом расчленении плейстоценовых толщ часто ошибочно применительно к субаэральным покровным образованиям Южного Таджикистана. В этой связи большое стратиграфическое значение приобретают археологические находки, обнаруженные в последние годы непосредственно в лёссовых накоплениях Южного Таджикистана.

Первой из таких находок было открытие палеолитического местонахождения в лёссовой толще на вершине хр. Яванский Каратау (Лазаренко, Ранов, 1975). Возраст этой стоянки, заключенной в пятом почвенном комплексе (по А. А. Лазаренко) на глубине 64 м, предварительно определен по данным термолюминесцентного метода в пределах 200—250 тыс. лет. Несколько позднее при проведении детальных стратиграфических исследований в долинах рек Куруксай и Обимазар (составляющие р. Кизылсу) в 1974 г. А. Е. Додоновым были встречены палеолитические находки в лёссах близ кишлаков Кайрубак и Лахути. Первый разрез находится на водоразделе рек Куруксай и Тира в 1,5 км юго-юго-западнее кишл. Кайрубак в оползневом цирке на левом борту небольшого сая, впадающего в Куруксай. Абсолютная высота поверх-

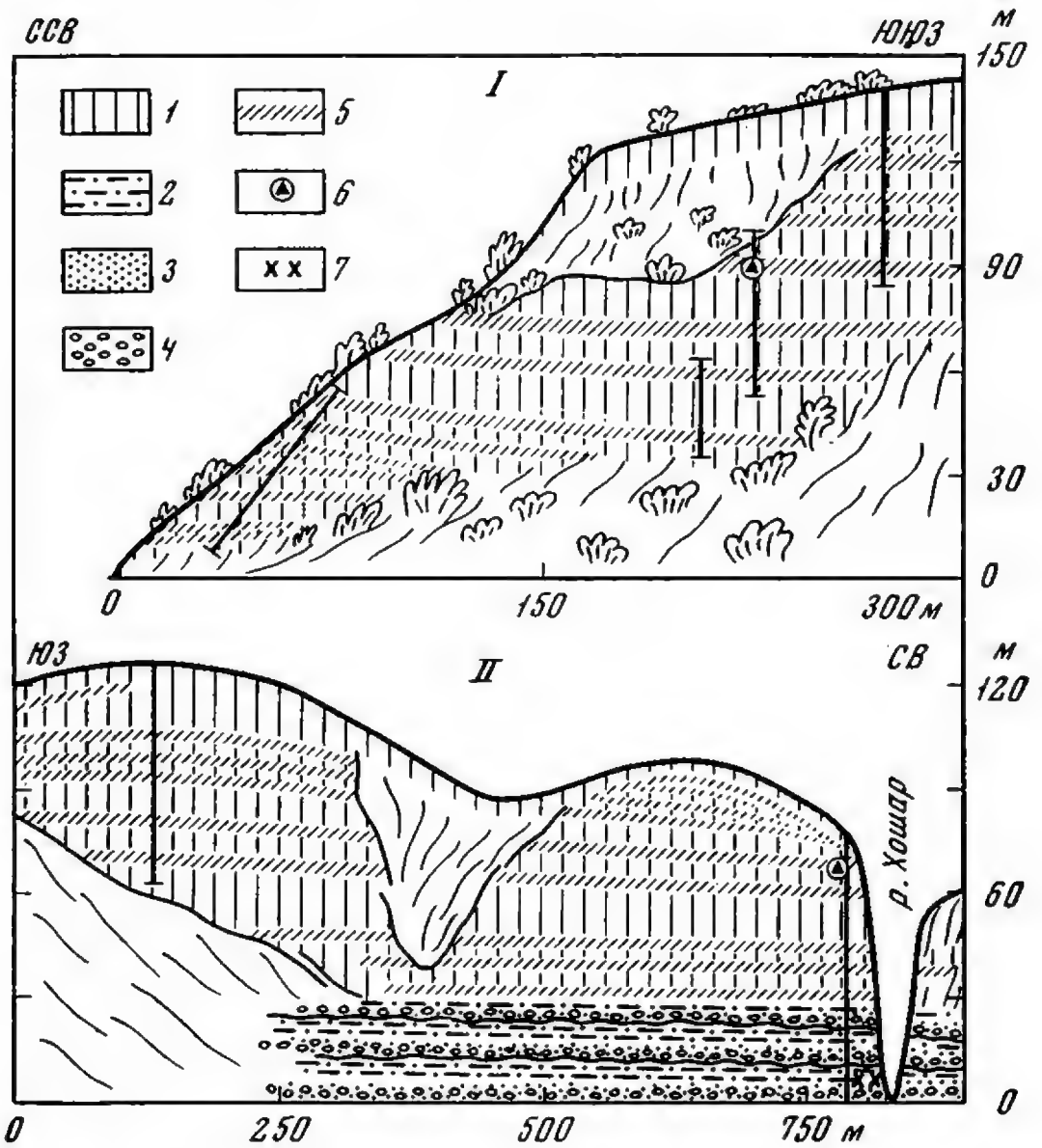


Рис. 1. Геологические разрезы обнажений в оползневом цирке в 1,5 км юго-юго-западнее кишл. Кайрубак (I) и на правом берегу р. Обимазар в 1 км севернее кишл. Лахути (II)

1 — лёсс; *2* — алеврит с прослоями песка; *3* — песок; *4* — галечник; *5* — погребенная почва (или педокомплекс); *6* — палеолитические находки; *7* — фауна млекопитающих

ности, сложенной лёссами, достигает в районе этого разреза 1500 м. Здесь вскрывается лёссовая толща мощностью около 130—140 м, содержащая до 15 почв и почвенных комплексов (рис. 1, *I*). В составе каждого почвенного комплекса выделяется не менее двух или трех почвенных горизонтов, имеющих ту или иную степень морфологической выраженности. Мощность почв обычно не превышает 1,5—2,5 м, почвенных комплексов —5—7 м. Археологические находки встречены в хорошо развитой буроцветной почве, приуроченной к основанию пятого почвенного комплекса и расположенной на глубине 52 м от кровли лёссов (замеры произведены в средней и правой частях оползневого цирка, см. рис. 1, *I*).

Почва, содержащая находки, представлена пористыми суглинками, имеющими хорошо выраженную комковатую текстуру. Суглинки сильно пронизаны ходами корней, по которым наблюдается повышенная карбонатизация. Отдельные ходы корней, выполненные карбонатом, в диаметре достигают 2—3 см. Комковатые отдельности сильно пропитаны окислами железа, на их поверхности часто отмечаются железисто-марганцевые примазки. Мощность почвы около 2,5 м. В кровле она постепенно высветляется и переходит в палевые лёссы, переработанные почвообразовательными процессами. В нижней части почвенного профиля наблюдается увеличение оглиненности и преобладание более тем-

но-бурой окраски. Иллювиальный карбонатный горизонт этой почвы имеет белесо-палевый цвет, он довольно рыхлый, в стенках обнажения практически не образует карнизов, его мощность 0,2—0,3 м. Под почвой залегает палевый лёсс, в кровле пропитанный карбонатом и содержащий карбонатные конкреции. Расположенные выше почвы, входящие в данный педокомплекс, имеют слабую морфологическую выраженность.

Археологический материал сосредоточен в средней части почвы в интервале около 1 м и рассеян по ее простиранию на расстоянии 4—5 м. Найденные отщепы располагались плашмя по отношению к горизонту почвы, характеризующемуся общим падением к югу под углом 10—12°. Здесь было найдено 5 предметов из камня. Это — грубые полупервичные отщепы (2), обладающие неясно выраженными признаками преднамеренного скалывания (ударная площадка, несколько сколов на спинке, слабо выпуклый ударный бугорок), и обломки со сколами (2), не имеющие этих признаков, но покрытые серией раковистых фасеток, свидетельствующих о предварительно произведенных снятиях.

Принадлежность этих находок к каменному веку подтверждается найденным здесь же превосходным отщепом эффузивной породы зеленовато-серого цвета, имеющим сильно патинизированную желтую поверхность. Отщеп снят с подготовленной поверхности нуклеуса и несет на спинке хорошо выраженную фасетку сделанного раньше скола. Ударная площадка — ромбовидная, покрыта галечной коркой, угол скалывания 105°. Выпуклый четко выраженный ударный бугорок охватывает всю проксимальную часть брюшка. На обоих краях отмечается нерегулярная однорядовая ретушь, которая, возможно, имеет преднамеренный характер. Размеры отщепа 5×4,9×1,6 см (рис. 2, 3).

В расположенной выше толще лёссов рассматриваемого разреза снизу вверх прослежены: две хорошо развитые буровато-коричневые почвы (третья и четвертая почвы), имеющие несколько растянутые профили; почвенный комплекс, состоящий из наложенных серовато-коричневых почв (второй почвенный комплекс) и одна слабо выраженная сероцветная почва (первая погребенная почва). При выделении верхней сероцветной почвы в качестве самостоятельного почвенного горизонта были учтены геологические данные по другим разрезам бассейна р. Кызылсу, в которых эта почва проявлена более четко.

Второй разрез с археологическими находками расположен на правом берегу р. Обимазар в 1 км севернее кишл. Лахути (см. рис. 1, *II*). Поверхность, сложенная лёссами, здесь сильно расчленена современной эрозионной сетью. Ее абсолютные высоты достигают 1300—1400 м, относительные превышения над урезом р. Обимазар у бровки береговых обрывов в их самых высоких частях — около 120—130 м. Находки обнаружены в хорошо развитой буроцветной почве, вскрытой в верхней части разреза лёссов около устья р. Хошар (правый приток р. Обимазар). Эта почва находится в 60—65 м стратиграфически выше ранее известного здесь местонахождения фауны млекопитающих. Как видно на геологическом профиле (см. рис. 1, *II*), этот разрез неполон за счет срезания его верхов (непосредственно над почвой с находками) более молодой генерацией лёссов. Изучение лёссового разреза, находящегося в 500—600 м к юго-западу от устья р. Хошар (см. рис. 1, *II*, обн. 429), и прослеживание по простиранию почв и разделяющих их лёссов позволило восстановить верхнюю часть разреза лёссовой толщи. Выяснено, что в разрезе Лахути почва, содержащая археологические находки, так же, как и в кайрубакском разрезе, приурочена к основанию пятого почвенного комплекса, на глубине 45 м от кровли лёссов. Над этим педокомплексом в толще лёссов установлено четыре горизонта ископаемых почв. Первый почвенный горизонт очень слабо выражен, он проявлен в виде

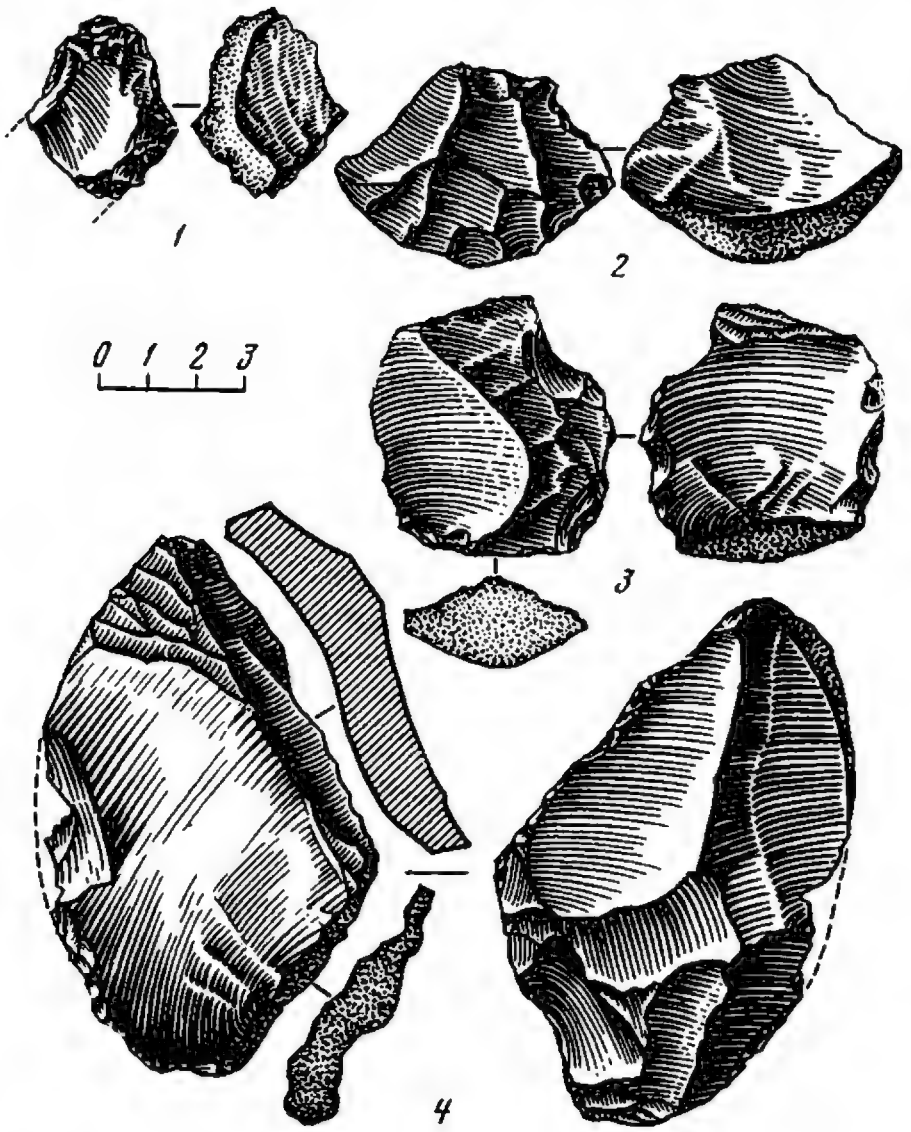


Рис. 2. Палеолитические отщепы и осколки из Южного Таджикистана
1, 2, 4 — Лахути; *3* — Кайрубак

сероцветной почвы, не всегда хорошо прослеживаемой по простиранию. Второй почвенный горизонт (педокомплекс) состоит из двух сближенных серовато-коричневых почв. Третья и четвертая почвы — это хорошо развитые буровато-коричневые почвенные горизонты, разделенные пачкой лёссов мощностью около 2,5 м. В строении пятого педокомплекса разреза Лахути, по сравнению с кайрубакским разрезом, можно отметить лучшую выраженность верхней почвы, входящей в этот педокомплекс. Почва, содержащая археологические находки в разрезе Лахути, очень сходна по своей морфологической выраженности и текстурным особенностям с аналогичной почвой кайрубакского разреза. Таким образом, как следует из краткого описания строения верхней части лёссовых разрезов Кайрубак и Лахути, намечается довольно тесная корреляция между охарактеризованными толщами, что позволяет допустить синхронность формирования основных почвенных горизонтов, занимающих соответствующее стратиграфическое положение в рассмотренном интервале лёссового разреза. Следует заметить, что такая корреляция носит предварительный характер и основана, главным образом, на геологических данных.

В разрезе Лахути археологический материал встречается преимущественно в средней части буроцветной почвы, подобно тому, как это наблюдалось в кайрубакском разрезе. Почва, содержащая находки, имеет очень пологий уклон — до 2—3° на восток в сторону долины р. Обимазар. На месте находок сделано две зачистки. Первая зачистка (точка 1) находится рядом с дорогой, ведущей на водораздел между

реками Обимазар и Тира, вторая — на склоне, обращенном в сторону р. Хошар. Расстояние между зачистками около 20—25 м.

В первой точке всего найдено 7 предметов. Три находки представляют собой продукты раскалывания речных галек, по-видимому, преднамеренного, а не случайного характера. Очень похож на грубый скребловидный инструмент небольшой осколок серовато-зеленой эффузивной породы, края которого имеют грубую оббивку, создающую пластинчатую очень небрежную ретушь. Размеры 3,2×2,6×0,9 см (см. рис. 2, *1*).

Более интересны три других предмета. Один из них — небольшой осколок клиновидной формы с утолщенной отбивной площадкой и едва заметным ударным бугорком. Его огранка и другие признаки позволяют считать этот осколок (размеры 2,8×1,7×1,1 см) побочным продуктом раскалывания гальки. Точно такие же треугольные клиновидные осколки встречаются обычно в сопровождающем орудия материале галечных культур, в частности в коллекциях из Южного Таджикистана.

Хорошо выраженным изделием можно считать отщеп, который сколот с предварительно обработанной поверхности галечного нуклеуса, о чем свидетельствуют фасетки ранее снятых сколов, четко фиксирующиеся на спинке. Отщеп выполнен в своеобразной технике и представляет собой как бы дольку апельсина — он имеет клиновидный профиль и сохраняет на утолщенной, выгнутой сегментовидной ударной площадке галечную корку. Техника «quartier d'orange» характерна для очень древних культур Европы и Африки (Biberson, 1966; Vertes, 1970). Встречаются подобные отщепы и в более поздних памятниках галечной техники азиатских стран. Размеры: 4,1×5,8×1,2 см (рис. 2, *2*).

Наиболее интересный предмет из местонахождения Лахути — грубый галечный нуклеус. Его рабочая часть образована после того, как крупная тяжелая галька была расколота поперек и затем оббита со всех сторон ударами, снявшими широкие отщепы неправильной формы. По периметру рабочей поверхности также нанесены удары, снявшие корку и подготовившие площадку для будущих снятий. Размеры изделия 8,4×6,9×6,7 см (рис. 3).

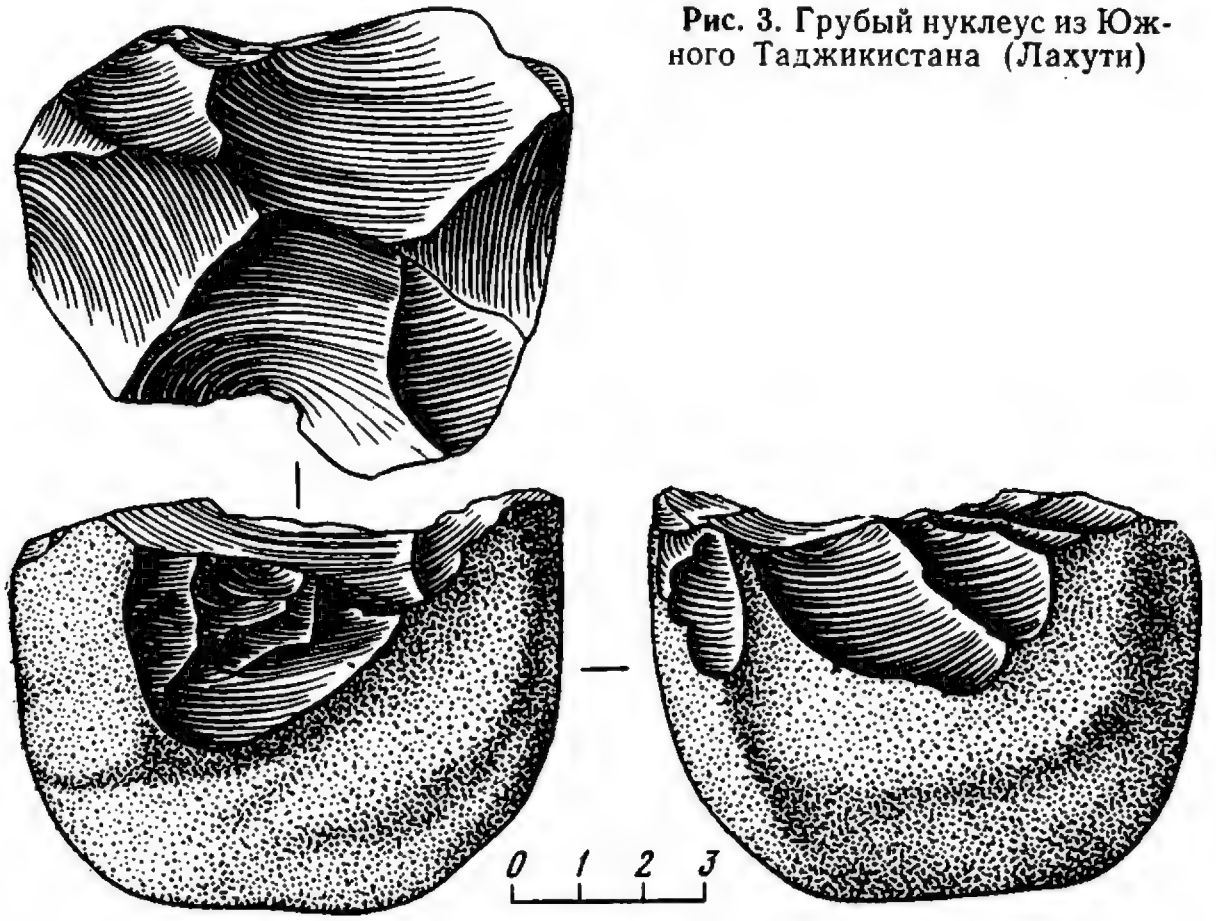


Рис. 3. Грубый нуклеус из Южного Таджикистана (Лахути)

В точке 2 найдены два мелких осколка и крупный массивный отщеп неправильной формы с очень характерной изогнутой ударной площадкой, представляющей собой участок неснятой галечной корки. Площадка наклонена к отбивной поверхности под углом 105°. Спинка полностью освобождена от галечной корки, хотя здесь не везде одинаково хорошо выражена раковистость поверхности. В проксимальной части хорошо виден участок, с которого был снят узкий продолговатый отщеп, глубоко ушедший в тело камня и образовавший ступеньку, которая затруднила дальнейшее скалывание. По одному из длинных краев отщепа имеется ретушь в виде мелкой пластинчатой подправки. Размеры: 11,0×7,4××2,1 см (см. рис. 2, *4*). Преднамеренный характер обработки не вызывает сомнения.

Подводя итоги первым, пока еще единичным, находкам в Кайрубаке и Лахути, следует сразу же подчеркнуть, что несмотря на небольшое количество материала, собранного в этих пунктах, нет никаких сомнений в том, что найденный в древних почвах камень обработан человеком. Условия залегания археологического материала во вновь открытых пунктах очень сходны с положением аналогичных находок в лучше изученном местонахождении на хребте Яванский Каратау (Лазаренко, Ранов, 1975). Общий облик каменных изделий, найденных в Кайрубаке и Лахути, не отличается от таковых в Каратау. Следовательно, у нас есть основания в самой осторожной форме высказать предположение о существовании новой, еще очень плохо известной палеолитической культуры, связанной с почвами, залегающими в древних лёссах. Характер этой раннепалеолитической культуры остается еще неясным, хотя ее принадлежность к галечным культурам, характерным для многих стран Азии, не вызывает сомнений.

Палеолитические находки в разрезах Лахути и Кайрубак располагаются выше современного уровня рек Обимазар и Куруксай соответственно на ~65 и ~200 м. Для объяснения столь высокого гипсометрического положения стоянок следует коснуться некоторых аспектов геологического развития рассматриваемых долин. На основании анализа геолого-геоморфологического строения речных долин и выявления закономерностей пространственных соотношений разнофациальных толщ установлено, что аллювию I, II и III надпойменных террас, имеющих региональное развитие в бассейне р. Кызылсу, отвечают первая, вторая и третья погребенные почвы, заключенные в субаэральных покровах. Это хорошо видно из рассмотрения особенностей строения субаэральных толщ, развитых на террасах. Так, в лёссовом покрове III террасы фиксируются первая и вторая погребенные почвы, коррелятные аллювию I и II террас; в субаэральном покрове II террасы заключена первая погребенная почва, соответствующая аллювию I террасы, а на делювиально-пролювиальных образованиях, перекрывающих аллювий I террасы, развита лишь современная сероземная почва, отвечающая времени формирования современной поймы. Аллювий III террасы отличается значительной мощностью и нередко состоит из нескольких генераций галечников, поэтому не исключено, что с ним могут коррелироваться третья и четвертая погребенные почвы, имеющие в лёссовых разрезах обычно сближенные профили.

Относительные превышения I, II и III террас составляют соответственно около 7—10, 20—30 и 50—70 (80) м. Две верхние террасы в литературе часто называются душанбинскими, их возраст обычно по сумме геолого-геоморфологических и археологических данных определяется в целом как верхнеплейстоценовый. Формирование душанбинских террас и более молодых уровней в бассейне р. Кызылсу происходило в условиях устойчивого поднятия территории, что привело к

врезанию рек на величину около 50—70 м. Принимая это во внимание, можно полагать, что во время формирования пятого педокомплекса, происходившего, по всей вероятности, до образования верхнеплейстоценовых душанбинских террас, русла палеорек находились по отношению к их бортам в целом на 50—70 м выше их современного уровня. Так, по долине р. Обимазар в районе разреза Лахути III надпойменная терраса имеет относительное превышение около 50 м. Учитывая величину врезания р. Обимазар и зная современное гипсометрическое положение археологических находок, мы допускаем, что стоянка древнего человека находилась здесь, по-видимому, лишь на 10—20 м выше днища палеодолины.

Несколько иная геологическая ситуация наблюдается в долине р. Куруксай. Высота III террасы Куруксая достигает 70—80 м, т. е. величина врезания реки здесь сравнительно больше, чем в районе кишл. Лахути. Кроме того, при анализе гипсометрического положения археологических находок в разрезе Кайрубак необходимо также учитывать роль субмеридиональных взбросов, ограничивающих с запада и востока долину Куруксая. По указанным разломам хорошо фиксируется нарушение отложений куруксайской и кайрубакской свит. Отложения III террасы имеют ненарушенное залегание. Принимая во внимание мощность дислоцированных пород, амплитуда нарушений по бортам долины р. Куруксай может быть оценена в 300—350 м. Разрез Кайрубак с археологическими находками расположен к востоку от восточного взброса на его приподнятом крыле. Изучение особенностей строения рельефа вдоль левого (восточного) борта долины р. Куруксай показало, что в зоне разлома, юго-западнее кишл. Кайрубак, прослеживается ряд отвесных субмеридиональных уступов с относительными превышениями около 50—70 м.

Хорошая выраженность этих уступов в рельефе, сложенном здесь лёссовыми образованиями, вероятнее всего указывает на их относительную молодость, что в свою очередь, по-видимому, свидетельствует об «омоложении» восточного взброса по долине р. Куруксай. «Омоложение» взброса и воздымание его восточного крыла, на котором расположен разрез Кайрубак, произошло, вероятно, на рубеже среднего и верхнего плейстоцена, т. е. до начала формирования душанбинских террас, когда наметилась резкая перестройка рельефа, сопровождавшаяся общим поднятием территории Таджикской депрессии. Таким образом, величина относительного превышения стоянки Кайрубак над урезом р. Куруксай, по всей вероятности, обусловлена не только глубоким врезанием р. Куруксай, но и поднятием рассматриваемого участка по взбросу. Если учесть глубину вреза р. Куруксай и величину смещения по взбросу, то относительное превышение кайрубакской стоянки над днищем палеодолины р. Куруксай, возможно, было не более 40—50 м. Поскольку археологические находки удалены от основной долины р. Куруксай, можно полагать, что древний человек селился в одном из боковых саев Куруксая, где превышение относительно источников воды было еще меньшим.

По имевшимся ранее представлениям лёссовая толща, слагающая водораздельные поверхности бассейнов рек Куруксай, Тира и Обимазар и заключающая почвы с новыми археологическими находками, рассматривалась в составе кайрубакской свиты. Возраст этой свиты обосновывался палеонтологическими находками, известными из галечно-алевритовой пачки в основании разреза Лахути (см. рис. 1, *II*) и определяемыми по предварительному заключению Э. А. Вангенгейм не моложе нижнего плейстоцена (Лоскутов и др., 1971). Вновь полученные археологические материалы, а также анализ особенностей соотношения

субаэральных образований с аллювием террас в целом указывают на более сложное строение лёссового покрова и разновозрастность мощной толщи, выделенной раньше в виде единой свиты, относимой к нижнему плейстоцену. Имеющийся в настоящее время комплекс геологических, палеонтологических, палеомагнитных (Пеньков, 1971) и археологических данных позволяет заключить, что толща галечников и лёссов, слагающих водораздельные поверхности и борта речных долин в бассейне р. Кызылсу, имеет возраст от эоплейстоцена до верхнего плейстоцена включительно. Все это заставляет по-новому оценить накопившийся геологический материал в бассейне р. Кызылсу и на остальной территории Таджикской депрессии, где широко представлены лёссовые покровы.

ЛИТЕРАТУРА

Лазаренко А. А., Ранов В. А. Новая палеолитическая стоянка Каратау I (Южный Таджикистан).— Успехи среднеазиатской археологии, в. 3, Л., 1975.

Лоскутов В. В., Ершова Л. Н., Колотов В. А., Лим В. В. О стратиграфии верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии.— Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1971, № 2 (40).

Пеньков А. В. К палеомагнитной стратификации плиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии.— В сб.: Хронология ледникового века. Л., «Наука», 1971.

Biberson P. Fiches typologiques Africaines. 2-e Cahier. Fiches 33—64.— Galets amenages du Maghreb et du Sahara. Paris, 1966.

Vertes L. «Zitrus» (epi-chopper) — industrie in Ungarn. Frühe Menschenheit und Umwelt, t. I. Köln, Wien, 1970.

Г. Г. БАКАЙ, Р. В. ФЕДОРОВА

РАСЧЛЕНЕНИЕ РЫХЛЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ КАМЧАТКИ

(по данным спорово-пыльцевого анализа)

Район исследования расположен на правобережье среднего течения р. Пенжина, в пределах краевой части Пенжинского дола, где плоская, ровная, изобилующая озерами поверхность дола смыкается с гористым обрамлением (рис. 1).

Пенжинский дол — обширный древний прогиб, заполненный обломочным материалом, верхняя часть которого представляет собой континентальные образования неогенового и плейстоценового времени.

Поверхность имеет абсолютные высоты около 150 м и небольшой уклон (2-3°) в сторону р. Пенжина.

Эта озерно-аллювиальная равнина пересекается правым притоком р. Пенжина — руч. Осиновый, который врезается в нее на глубину 2-3 м. Более мощные естественные геологические обнажения на изученной территории отсутствуют. В разрезе, который рассматривается в настоящей статье, 10-метровой скважиной были вскрыты глинистые горизонтальнослоистые отложения серовато-бурого цвета с включениями редкой гальки и гравия. Эти литологические особенности, а также распространение в долине р. Пенжина севернее и западнее исследованного участка ледниковых отложений, вызывают предположение, что изученные нами отложения 10-метровой скважины накапливались в краевой части приледникового озера.

По палинологическим данным разрез может быть подразделен на три горизонта: нижний, средний и верхний (таблица, рис. 2). Нижний горизонт характеризуется абсолютным преобладанием в общем составе пыльцы кустарников. На этот горизонт приходится также максимальное количество пыльцы древовидных берез и ольхи.

В травяно-кустарниковой группе преобладают вересковые.

В группе споровых растений в небольшом количестве отмечены папоротники, сфагновые мхи и плауны; однако наибольшее значение принадлежит плауну (Selaginella sibirica), содержание которого кверху сильно возрастает.

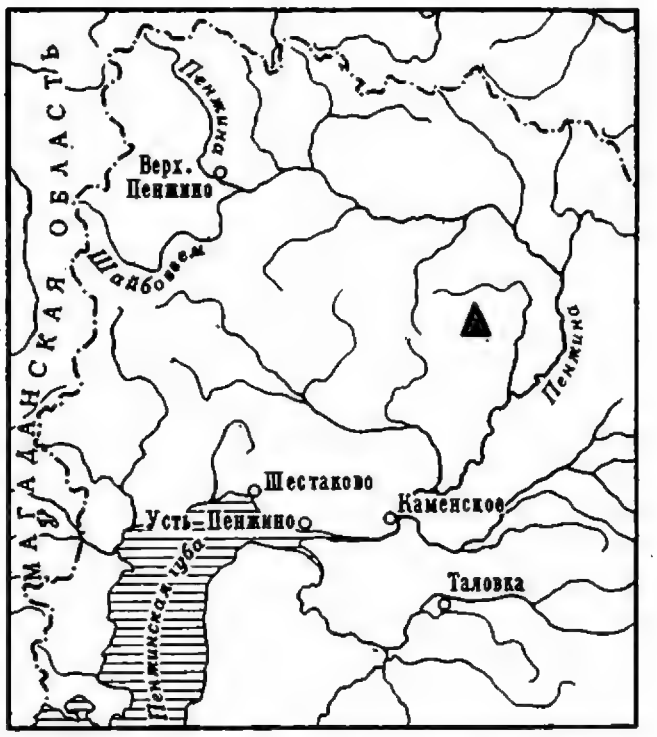


Рис. 1. Местонахождение изученного разреза (показан треугольником)

По всему комплексу пыльцы и спор, а также по наличию лесных элементов, можно заключить, что во время накопления отложений этого горизонта существовали тундровые ландшафты с островами лесов из берез и лиственниц и что климатические условия были несколько более мягкими, чем в последующую фазу. Такие представления позволяют провести аналогию между этой фазой и первой фазой зырянской ледниковой эпохи, установленной для бассейна среднего течения Лены (Гитерман, Голубева, 1965).

Средний горизонт имеет хорошо выраженные спектры, характерные для ландшафтов перигляциального типа («тундро-степи»), в них преобладают споры (до 75%) и пыльца трав и кустарничков. Разнотравье, злаки и болотные растения здесь сочетаются с полынями и к концу фазы появляется эфедра.

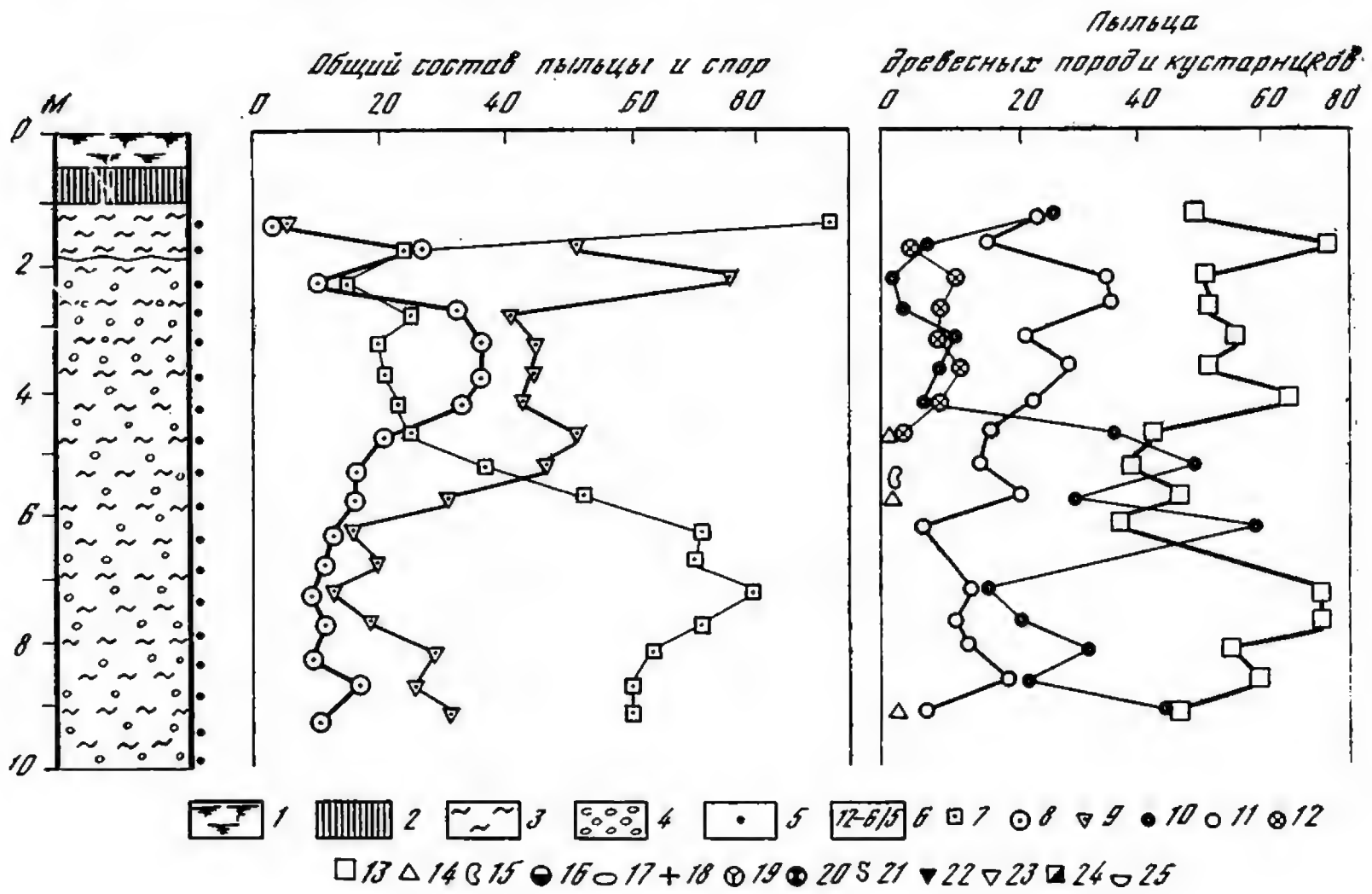
Максимальное распространение приобретает Selaginella sibirica — растение сухих открытых местообитаний.

Наличие спор зеленых мхов, пыльцы осоковых и регулярная встречаемость водной микрофауны (Pediastrum и другие) свидетельствуют о существовании в районе исследования заболоченного водоема.

Верхний горизонт выделен по данным одного анализа, показавшего смену в растительном покрове. В общем составе спорово-пыльцевого спектра этого горизонта содержится большое количество пыльцы древесных пород и кустарников (Picea, Pinus pumila, Alnaster, Alnus sp., Betula sect. Nanae), обилие пыльцы вересковых и спор плаунов. Происходит снижение роли S. sibirica и распространение плаунов.

Спектры верхнего образца можно рассматривать как результат естественной смены растительности с наступлением относительного потепления и завершения ледниковой эпохи.

Находка пыльцы эфедры во втором горизонте представляет особый интерес. В настоящее время все виды эфедры произрастают на территории с континентальным климатом. В Восточной Сибири она встречается в Центральной Якутии, в бассейне Лены и Алдана, в среднем течении Яны и по Вилюю (Гричук, 1954). Пыльца эфедры была встречена в отложениях II надпойменной террасы р. Нижняя Тунгуска, сформировавшейся в зырянское время (Гитерман, Голубева, 1965). Однако, в районе наших исследований и на обширном его окружении пыльца эфедры в четвертичных отложениях не была отмечена. Также не ука-



зана она для п-ова Камчатка и в списках многочисленных палинологических анализов для Чукотки (Гептнер и др., 1965; Муратова, 1972). Находки пыльцы эфедры (Ephedra monosperma) на севере Камчатки представляют интерес также и в том отношении, что расширяют наши представления о перигляциальной растительности окраинных районов Северо-Востока Сибири, которая имела некоторые особенности, например, обилие спор Selaginella sibirica и отсутствие пыльцы Chenopodiaceae.

Существует мнение, что на соседней территории, в пределах п-ова Камчатка, в смягчающих условиях морского климата, характер верхнеплейстоценового оледенения имел свои особые черты по сравнению с прилегающими более континентальными территориями и что перигляциальная растительность здесь не развивалась (Гептнер и др., 1965; Скиба, 1971).

Между тем, как это видно по изученному нами разрезу, на ближайшем расстоянии от Камчатки, в непосредственной близости к морю, отчетливо выявились спорово-пыльцевые спектры с обилием плауна сибирского, полыней и участием такого типичного ксерофита, как эфедра. По-видимому, эта черта — наличие указанных ксерофитов в перигляциальной растительности антропогенового периода, может быть принята для более обширной территории Северо-Востока Сибири.

Данные по второму горизонту находятся в соответствии с данными, полученными Л. В. Голубевой для второй фазы зырянского оледенения в бассейне среднего течения р. Лена (Голубева, 1964; Голубева и Равский, 1964). Можно предположить, что изученные нами отложения накапливались не в какой-либо другой холодный период, а несомненно в эпоху зырянского оледенения. Это предположение можно обосновать тем, что отложения тазовского и самаровского оледенений здесь почти повсюду уничтожены или перекрыты последующим оледенением и поэтому неясно выражены, а молодое сартанское оледенение было незна-

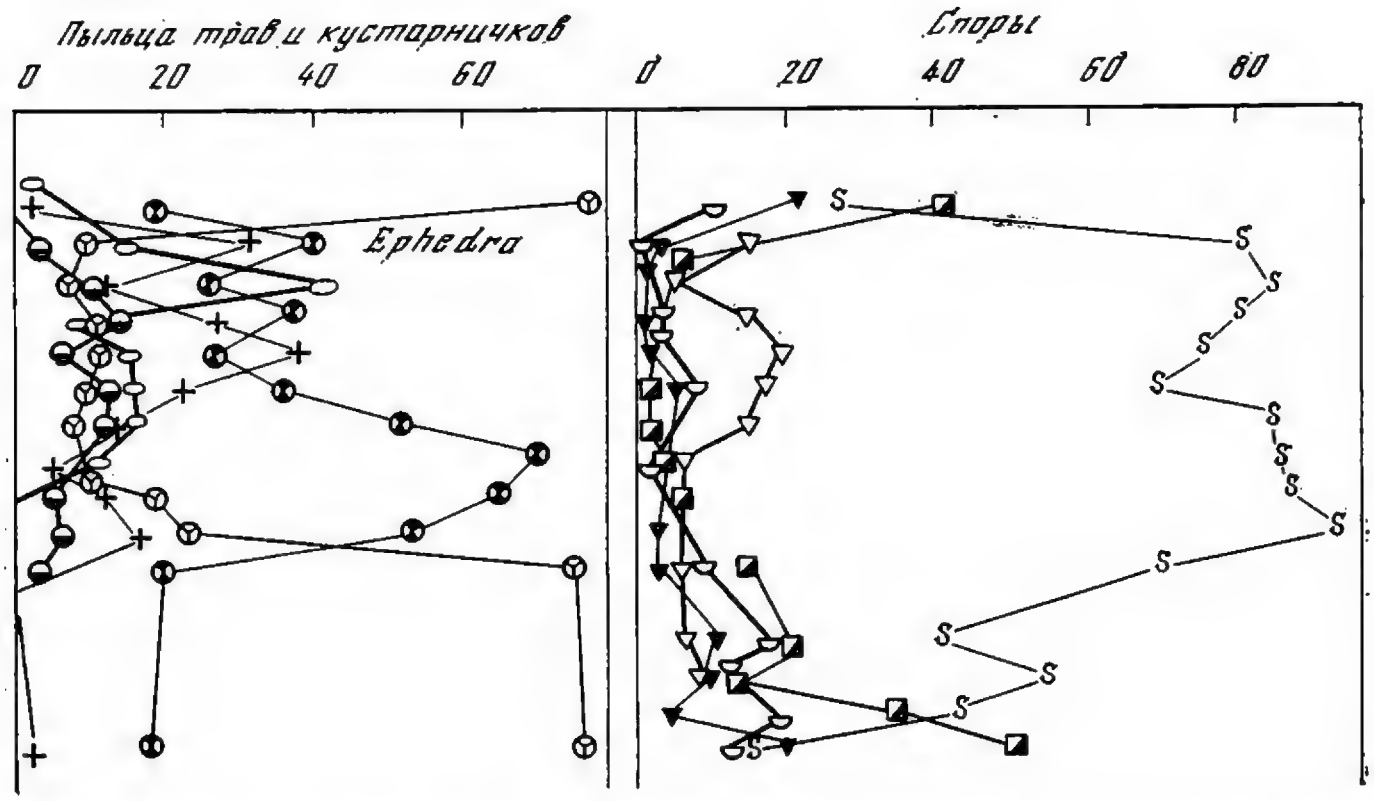


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений краевой части Пенжинского дола

1 — почвенно-растительный слой; *2* — лед; *3* — глина; *4* — галечник; *5* — место отбора палинологических проб; *6* — номер пробы; *7* — пыльцы древесных пород и кустарников; *8* — пыльцы трав и кустарничков; *9* — споры; *10—20* — пыльца: *10* — Pinus pumila и Pinus sp., *11* — Betula sect. Nanae и Betula sp., *12* — Salix, *13* — Alnaster и Alnus sp., *14* — Picea, *15* — Larix, *16* — Gramineae, *17* — Cyperaceae, *18* — Artemisia, *19* — Ericaceae, *20* — Varia; *21—25* — споры: *21* — Selaginella sibirica, *22* — Sphagnales, *23* — Bryales, *24* — Lycopodiaceae, *25* — Polypodiaceae

чительным, носило характер карового и не выходило за пределы гор. Подтверждением нашего мнения может также служить сходство наших материалов с материалом, полученным для бассейна среднего течения Лены, Алдана, Вилюя (Голубева, 1964).

Формирование изученного разреза происходило в условиях особо сурового климата, что типично для зырянского времени (Гитерман, Голубева, 1965). Суровость климата здесь проявлялась настолько сильно, что даже близость моря не оказала на него сколько-нибудь смягчающего влияния.

Интересно, что в общих чертах развития растительности Чукотки и района наших исследований имеется большое сходство. Особенно четко оно проявляется в верхнем плейстоцене. Если принять общую схему развития растительности и климата, составленную М. В. Муратовой (1972) для Чукотки, также и для материковой части Камчатки, то климат наиболее холодного верхнеплейстоценового времени для нее характеризуется следующим образом: средняя температура января —20—25° С; средняя температура июля колеблется от +8° до +10° С; количество годовых осадков очень мало, менее 100 мм.

Наличие такого разреза в мало исследованной материковой части северной Камчатки представляет интерес для дальнейших геологических исследований с палинологическими обоснованиями стратиграфии.

Таблица

Спорово-пыльцевые анализы четвертичных отложений краевой части Пенжинского дола, %

Состав пыльцы и спор	№ образца																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	Количество подсчитанных пыльцевых зерен и спор																	
	250	452	250	452	401	450	452	357	428	384	327	50	257	306	240	259	216	70
Общий состав пыльцы и спор																		
Пыльца древесных пород и кустарников	92	24	15	26	19	21	23	24	37	52	71	68	78	70	63	59	59	50*
Пыльца трав и кустарничков	3	25	10	33	37	35	34	22	17	17	13	12	9	12	9	16	10	3*
Споры	5	51	75	41	44	44	43	54	46	31	16	20	13	18	28	25	31	17*
Пыльца древесных пород и кустарников																		
Picea	+	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	+	1	—	+	+	1	—
Larix	+	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1*	+	+	—	—	—	—
Pinus pumila	27	7	2	3	12	9	6	37	48	30	49	7*	16	21	32	21	44	27*
Pinus sp.	+	—	—	—	—	—	—	—	+	+	9	2*	+	+	—	—	3	1*
Betula sp.	+	+	+	+	—	+	—	+	+	+	—	—	+	—	2	7	—	—
Betula sect. Nanae	24	16	36	36	22	29	23	17	14	21	5	3*	14	10	11	14	6	2*
Alnus	7	—	+	+	—	3	+	+	+	7	—	—	18	+	—	5	+	—
Alnaster	42	71	50	52	56	48	64	43	38	40	37	21*	51	69	55	53	46	20
Salix	—	6	12	9	10	11	7	2	—	—	+	—	—	+	—	—	—	—
Пыльца трав и кустарничков																		
Ephedra monosperma	—	2	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Artemisia	2	32	13	28	39	22	11	15	12	17	—	2*	3*	4*	—	2	1*	—
Проч. Compositae	4	9	4	5	2	9	12	8	5	10	—	—	—	2*	—	—	—	—
Gramineae	—	4	11	14	6	13	11	6	5	6	4	—	—	3*	2*	—	3*	—
Cyperaceae	2	15	43	9	15	16	16	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ericaceae	78	10	8	11	13	13	9	10	18	24	76	—	40*	22*	16*	76	9*	—
Rhododendron	+	+	—	+	+	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Ledum	+	+	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Polygonaceae	—	3	2	4	+	3	3	6	1	16	1	—	—	2*	2*	—	—	—
Poligonum Bistorta	—	+	—	+	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Caryophyllaceae	2	5	5	6	2	7	5	13	12	9	5	—	—	5*	1*	4	—	—
Umbeliferae	—	—	—	+	—	+	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Polemonium	4	—	—	—	—	2	+	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ranunculaceae	2	—	—	—	+	—	—	—	18	—	4	—	—	—	1*	—	—	—
Epilobium latifolium	6	+	—	—	+	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	6	1*	—
Armeria	—	—	—	+	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Varia	—	21	14	23	22	15	33	42	27	18	9	4*	7*	12*	3*	12	2*	3*
Споры																		
Bryales	—	15	5	15	20	17	14	6	3	2	5	—	7	9	—	—	—	—
Sphagnales	22	9	1	1	2	5	+	—	2	3	3	1	11	9	4	20	—	—
Selaginella sibirica	26	81	83	81	76	70	82	86	87	94	70	6	41	56	43	15	1*	—
Selaginella sp.	—	—	—	+	+	—	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Selaginella helwetica	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lycopodiaceae	42	+	5	+	+	1	1	5	7	—	14	3	21	13	35	52	32*	13*
Lycopodium alpinum	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Lycopodium pungens	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—
Lycopodium appressum	—	+	—	+	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Polypodiacea	10	1	6	3	2	6	+	2	1	1	8	—	20	13	18	13	—	4*
Woodsia inwensis?	—	—	—	+	+	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Дочетвертичные пыльца и споры	+	+	—	1	—	+	+	+	—	+	—	—	—	—	+	+	+	—

Примечание: Знаком * отмечены абсолютные цифры при малом содержании в отложениях пыльцы и спор; знаком + отмечена единичная встречаемость пыльцы и спор.

ЛИТЕРАТУРА

Гептнер А. Р., Скиба Л. А., Лупикина Е. Г. Попытка корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки. В кн.: Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии. М., «Наука», 1965.

Гитерман Р. Е., Голубева Л. В. История развития растительности Восточной Сибири в антропогене.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.

Голубева Л. В. О типах перигляциальной растительности плейстоцена Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 4.

Голубева Л. В., Равский Э. И. О климатических фазах времени зырянского оледенения Восточной Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 29. М., «Наука», 1964.

Гричук М. П. Распространение рода Ephedra в четвертичном периоде на территории СССР в связи с историей ландшафтов.— Мат-лы по палеогеографии, вып. I. Изд-во МГУ, 1954.

Муратова М. В. История развития растительности и климата юго-восточной части Чукотки в неоген-плейстоцене. М., «Наука», 1972.

Скиба Л. А. Развитие растительности Камчатки в позднем кайнозое. Тезисы докладов к III Международной палинологической конференции. Новосибирск, «Наука», 1971.

С. А. СЛАДКОПЕВЦЕВ

К ОСОБЕННОСТЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРАС И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО АЛЛЮВИЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Важная закономерность строения террас в бассейнах Енисея и Лены заключается в том, что нижние горизонты аллювия, представленные русловыми и местами пойменными фациями с «теплыми» спорово-пыльцевыми спектрами, относятся к эпохам потепления, а лежащий выше перигляциальный аллювий с «холодными»— к эпохам похолодания (Архипов, 1971; Равский, 1972). Вместе с тем многочисленные отклонения от этой схемы дают основание сомневаться в её реальности (Воскресенский, 1962). Основные виды отклонений следующие:

1. Нижние горизонты разрезов террас имеют относительно холодные спектры, а верхние — более теплые (табл. 1).

Таблица 1

Высота террас, м

Долина реки	Холодные спектры в низах и теплые в верхах разреза	Холодные спектры в верхах и теплые в низах разреза
Ср. Енисей (Зубаков, 1965)	15—22	9—14 и 15—35
Уда (Золотарев, 1964)	16—18	8—10 и 18—22
Ср. Лена (Коржуев, 1969)	10—15 (до 12—20)	6—8 (до 10—18) и 20—30

2. Нижние и верхние горизонты разрезов имеют относительно холодные спектры, а средние — более теплые. Такая последовательность имеет место в долине р. Чадобец в разрезах I надпойменной террасы (Лаухин, 1966) и в бассейне р. Куда, где III надпойменная терраса высотой 20—25 м имеет холодные спектры в русловых фациях, теплые — в старичных и снова холодные — в верхах разреза.

3. Нижние и верхние горизонты разрезов имеют относительно теплые спектры, а средние — более холодные. Примеры подобного строения имеются в разрезах II надпойменной террасы долины Анабара и Оленёка (Жуков, Пинчук, 1966).

Переходя к рассмотрению причин отклонений от общей схемы строения террасс, следует прежде всего выделить области активного плейстоценового поднятия (верховья Алдана) или локальных опусканий (долина Лены выше г. Олекминск), где роль тектонического фактора в образовании террас в определенные отрезки времени была решающей. Затем необходимо особо рассмотреть террасы в низовьях Енисея и Лены, формирование которых происходило под влиянием трансгрессий Полярного бассейна, имевших сложные временные соотношения с эпохами похолодания и потепления.

Что же касается долин Среднего Енисея, Ангары, Средней Лены, где климатические ритмы в развитии долин выражены наиболее ярко, то здесь причины отклонений следует искать в особенностях ритмов, а кроме того в саморазвитии долин.

Процесс врезания реки в поверхность террасы, начавшийся в результате потепления и увлажнения климата и смены положительного баланса наносов отрицательными, не может сразу привести к превращению террасы в надпойменную. Для этого врезы должны превысить амплитуды паводков, которые на крупных реках Сибири достигают 10—15 м. Помимо этого в периоды врезания и сужения русла паводки возрастают, что задерживает выход террасы за пределы высоких уровней. В настоящее время мы почти не имеем данных о темпах врезания рек в различные этапы плейстоцена. Однако, приближенные оценки О. А. Борсука и Р. С. Чалова (1973) показывают, что скорости врезания Лены за период с верхнего плейстоцена могли варьировать в пределах 0,5—2,0 мм/год. По материалам А. П. Окладникова и А. П. Пуминова (1958), скорости врезания р. Оленёк в голоцене можно оценивать примерно в 1 мм/год. Следовательно, для углубления русла на 5—10 м потребуется время в 2,5—5 тыс. лет.

Данные о скорости накопления осадков верхних горизонтов аллювия (Свиточ, Парунин, 1971) дают тот же порядок величин — 1,5 мм/год. Таким образом, за время с начала потепления климата и врезания до выхода поверхности террасы из пределов влияния паводковых уровней, т. е. за несколько тысяч лет, мощность аллювия может увеличиваться на несколько метров. Естественно, что в этом случае верхние горизонты мощностью до 3—5 м будут иметь более теплые спектры пыльцы и спор, чем нижележащие.

Климатические оптимумы эпох потепления плейстоцена синхронизируются с завершением этапов врезания и накопления нижних и средних частей разрезов аллювия. Мощности аллювия теплых эпох в большинстве случаев равны 5—10 м, а зачастую увеличиваются до первых десятков метров. Таким образом, к началу следующего похолодания и смены отрицательного баланса наносов положительным в долинах накапливается примерно половина толщи аллювия данного климатического ритма, причем накопление его идет в обстановке потепления. Имея в виду, что возраст базальных горизонтов аллювия может быть на несколько тысяч лет древнее, чем возраст средней части, можно полагать, что и спектры в основании разрезов будут значительно «прохладнее» по сравнению со спектрами средних частей аллювиальных толщ.

Сделанные логические построения подтверждаются фактическим материалом. В долине р. Чадобец в условиях наибольшей суровости климата отлагались средние части перигляциального аллювия I надпойменной террасы, а верхние горизонты образовались при деградации

мерзлоты, в условиях потепления и увлажнения, приведших к врезанию (Лаухин, 1967). В Приенисейской части Сибири нижние горизонты каргинского аллювия отлагались в первую фазу потепления (50—52 тыс. лет назад), а оптимум потепления датируется возрастом 42—35 тыс. лет, т. е. наступил на несколько тысяч лет позже (Кинд, 1972).

На климатические ритмы среднего-верхнего плейстоцена накладывались осложнения, связанные с процессом саморазвития долин. Ритмы саморазвития обусловлены тем, что по мере нарастания поймы все большие части паводковых расходов вмещаются в меженное русло, происходит концентрация энергии потока и создаются предпосылки для врезания. Однако после превращения поймы в надпойменную террасу врезание ослабевает, вследствие расширения долины на уровне низкой поймы и распластывания паводков (Воскресенский, 1962). Ритмы саморазвития должны иметь строго ограниченные вертикальные амплитуды, соразмерные с колебаниями уровней данной реки. В результате этих ритмов образуются смежные террасы, различающиеся по высотам не больше, чем пойменные уровни на данном участке долины.

Таблица 2

Высота террас, м (по Коржуеву, 1969)

Долина реки	II н. т.	I н. т.	В. пойма	Н. пойма
Ср. Лена	20	15	10	1—3
Н. Вилюй	12	8	7	1—2
Н. Енисей	25	20	15—17	3—5
Н. Тунгуска (среднее и нижнее течения)	32	25	12—20	5—8

Различия в высотах смежных уровней для пойм и низких террас в долинах Восточной Сибири имеют один порядок и в целом довольно близки друг к другу (табл. 2). Это указывает на значительную роль процесса саморазвития долин в образовании серий близких по высотам надпойменных террас.

Важная особенность смежных террас, образованных в ходе саморазвития долины,— одновозрастность верхних горизонтов аллювия более высокого уровня и нижних горизонтов аллювия более низкого уровня. Такие явления, по мнению автора, наблюдаются в ряде долин Восточной Сибири. На Нижнем Енисее абсолютный возраст аллювия в верхней части разреза I надпойменной террасы (20—22 м) и в основании пойменных уровней (до 17—18 м) одинаковый —4—7 тыс. лет. На Среднем Енисее близкий возраст (42—32 тыс. лет) имеет аллювий II надпойменной террасы высотой 25—30 м и нижние горизонты разреза I надпойменной террасы, высотой 15—20 м (Зубаков, 1972).

Отличительная черта низких террас Среднего Енисея — наличие у каждой террасы общего основания разреза из аллювия эпохи потепления и двух ступеней поверхности, выработанных в лежащем выше перигляциальном аллювии. I надпойменная терраса, перигляциальный аллювий которой сопоставляется со временем сартанского похолодания, имеет уровни 8—12 и 15—18 м. II надпойменная терраса, имеющая зырянский возраст верхних горизонтов разреза, прослежена в виде уровней 18—22 и 22—35 м (Архипов, 1971). Ступенчатость террас может быть объяснена влиянием кратковременных (до нескольких тысяч лет) изменений климата, осложняющих эпохи похолодания верхнего плейстоцена. Вместе с тем, продолжительность этих колебаний климата и

образованные ими смежные уровни с разницей высот до 10 м соразмерны с длительностью и амплитудами ритмов саморазвития. Не отрицая влияния малых климатических ритмов на развитие долин, следует иметь в виду, что «поправки на саморазвитие долины» в данном случае могут быть весьма значительными.

В итоге можно сделать вывод, что формирование террас в долинах Восточной Сибири в среднем-верхнем плейстоцене явилось результатом совокупного влияния тектонических движений, климатических колебаний и саморазвития.

Тектоника определяла общую направленность процесса террасообразования и в ряде случаев была его решающим фактором. Специфика климатических ритмов — запаздывание динамических фаз долин по отношению к изменениям климата и одновременность врезания и аккумуляции в определенные фазы каждого ритма. Саморазвитие долин — относительно слабый, но постоянно действующий фактор, наиболее ярко проявляющийся в периоды состояния долины, близкого к динамическому равновесию.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971.
Борсук О. А., Чалов Р. С. О врезании русла р. Лены.— Изв. ВГО, 1973, т. 105, № 5.
Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.
Жуков В. В., Пинчук П. Я. Палеогеография северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья и Лено-Анабарской низменности в кайнозое.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
Зубаков В. А. Плейстоценовые отложения долины р. Енисей на участке Красноярск — устье Ангары.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965.
Зубаков В. А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., «Наука», 1972.
Золотарев А. Г. Опыт применения минералогического изучения аллювиальных отложений юга Сибирской платформы как дополнительного метода палеоклиматических исследований и стратиграфического расчленения четвертичных отложений.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., «Недра», 1964.
Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология).— Междунар. Геологич. Конгресс, 24 сессия. Докл. сов. геологов, проблемы 6,12. «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
Коржуев С. С. Происхождение и возраст рельефа Восточной Сибири и некоторые общие вопросы геоморфологии (автореферат докторской дисс.). М., 1969.
Лаухин С. А. Первая датировка плейстоценовых отложений по C^{14} в Приангарье и ее значение для выяснения палеогеографии сартанского века.— В кн.: Верхний плейстоцен. М., «Наука», 1966.
Лаухин С. А. Местонахождение фауны млекопитающих и палеогеография бассейна р. Чадобец (Сев. Приангарье) в конце плейстоцена.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 33. М., «Наука», 1967.
Окладников А. П., Пуминов А. П. Первые неолитические находки на р. Оленёк.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 22. М., «Наука», 1958.
Равский Э. И. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.
Свиточ А. А., Парунин О. Б. О скорости накопления отложений пойменной фации 50-метровой террасы р. Алдана. Вестн. МГУ, сер. географ., № 2.

В. И. КОРПАЧЕВ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МАКРОПОРИСТОСТИ В ЛЁССОВЫХ ПОРОДАХ

Изучению макропор в лёссовых породах уделено много внимания и издан ряд работ, в которых освещаются результаты макроскопического и микроскопического исследования макропор, дается описание их форм и размеров, а также характера налетов на их стенках.

В результате тщательного осмотра через лупу макропор лёссовых пород районов Киева, Звенигородки, Запорожья и др. автором установлено, что стенки во многих случаях покрыты налетом солей или гуминовых веществ, но часто не имеют налетов, в особенности на значительных глубинах.

Н. И. Кригер (1965), учитывая наблюдения И. И. Трофимова и А. К. Ларионова, выделяет макропоры следующего происхождения:

1. Физико-химического: а) коагуляционные, б) газогенные, в) трещинные.

2. Органогенного: а) вертикальные канальцы, б) мелкие зоогенные поры (ходы термитов и прочее) и беспорядочно расположенные канальцы от корней растений.

3. Поры разного происхождения, образовавшиеся в результате выщелачивания кристаллов солей перекристаллизации и др.

4. Карстово-суффозионные, образовавшиеся под действием карстово-суффозионных процессов.

Такая классификация не дает конкретного ответа на вопрос о происхождении основной, характерной для лёссовых пород, наиболее распространенной макропористости.

Наличие редких растений в пустынях, где в настоящее время происходит накопление лёссового материала, и формы отверстий, остающихся после извлечения корешков, напоминающие макропоры (Ларионов, Приклонский, Ананьев, 1959) привели к мысли, что последние обязаны своим происхождением растительному миру. В настоящее время это предположение является в значительной мере общепринятым, хотя и малоубедительным. Дискуссии вокруг него обычно не приводили на более правильный путь, т. к. у возражавших не было более аргументированной точки зрения.

Учение о водно-физических свойствах грунтов и знание законов миграции влаги в зоне аэрации, а также законы формирования кристаллов замерзающей в грунтах воды, позволяют предложить другую более обоснованную гипотезу.

Прежде чем изложить ее, необходимо несколько остановиться на сомнительных положениях наиболее распространенной из указанных выше гипотез — растительного происхождения макропор.

Возникает вопрос: куда исчезли растения, корешки которых якобы послужили образованию макропористости? Ведь в условиях сурового пустынного климата они должны были состоять из довольно крепкого, устойчивого материала, полное выщелачивание которого весьма сомнительно. Остатки этих растений в лёссовой породе должны были встречаться весьма часто, однако этого не наблюдается, а наземная часть вовсе отсутствует. Утверждение, что стебли этих растений и листья были рассеяны сильными ветрами и превращены в пыль (Обручев, 1948), не может быть принято. Ведь в то время не было идеально ровной земной поверхности и в пониженных местах, безусловно, накапливались бы

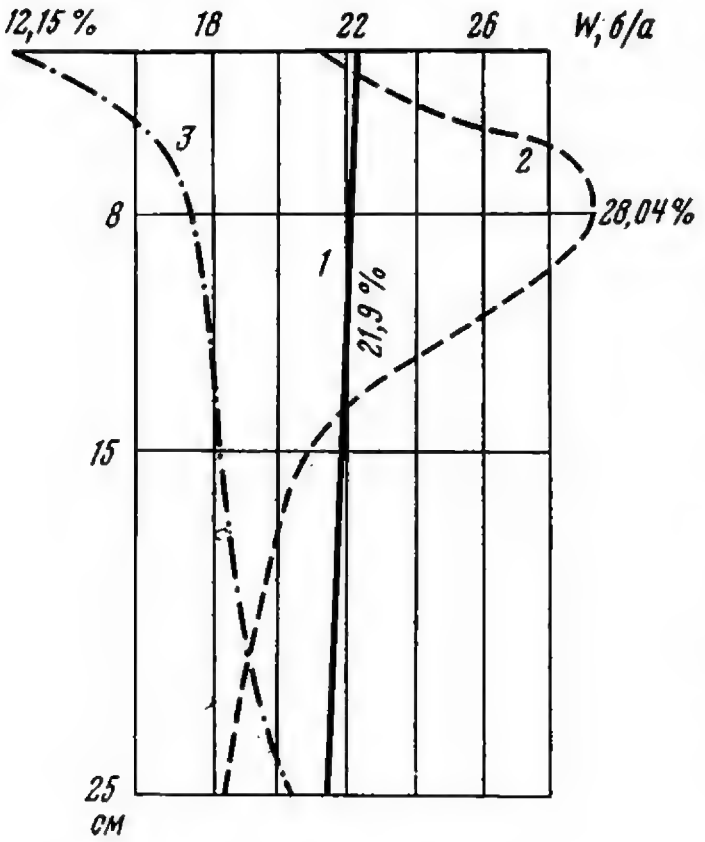


Рис. 1. Кривые влажности

1 — начальная;
2 — после замораживания;
3 — после оттаивания

остатки поверхностной части растений, образуя залежи органогенных пород с сохранившимися остатками или отпечатками.

Кроме того, полностью все растения не могли быть сорваны, какая-то часть их должна была сохраниться. Так где же она? Где корни этих растений и их наземная часть?

В литературных источниках не указывается наличие типичной макропористости в грунтах, по составу близких к лёссам, в районах, где не бывает отрицательных температур.

В странах, расположенных в экваториальной части земного шара, не встречаются макропористые грунты, подобные тем, которые имеются в средних и высоких широтах.

Из материалов инженерно-геологических изысканий, выполненных в Северной Африке, видно, что макропористых грунтов, в полном смысле слова, там нет.

Все изложенное дает основание предположить, что характерная макропористость в лёссовых грунтах без периодически действующих отрицательных температур не образуется и что доминирующая в настоящее время гипотеза образования макропористости должна быть пересмотрена.

Решение этого вопроса следует искать в воднофизических свойствах лёссовых пород и климатических факторах, обусловивших миграцию влаги в зоне аэрации.

Своими исследованиями А. Ф. Лебедев (1938) доказал, что в верхних слоях грунтов, в результате колебания температуры происходит передвижение влаги: при замерзании — к дневной поверхности, а при оттаивании — в обратном направлении.

Занимаясь изучением причин пучения грунтов при замерзании и деформаций дорожного земляного полотна (Еленевский, 1943), исследователи обнаружили, что при замерзании поверхности Земли происходит как бы подсасывание влаги из нижележащих слоев, а при оттаивании — перемещение этой влаги в обратном направлении (рис. 1). При этом было установлено, что характер миграции для различных по гранулометрическому составу грунтов различный (рис. 2, 3, 4). Из приведенных графиков видно, что чем более глинистый грунт, тем сильнее выражена миграция.

По данным К. Д. Ткаченко (1962), производившего наблюдения за балансом влаги в зоне аэрации лёссовой толщи, большие колебания влажности наблюдаются в верхнем почвенном слое, где величина ее может изменяться в пределах от наименьшей влагоемкости до влажности, близкой к влажности завядания. В октябре — январе к верхнему слою снизу притекало от 1,6 до 57,5 мм влаги. Сезонные колебания влаги наблюдались на глубину до 4,5 м. Ниже грунт находился под влиянием капиллярного поднятия воды из водоносного горизонта, что лишало возможности вести наблюдения над миграцией на больших глубинах.

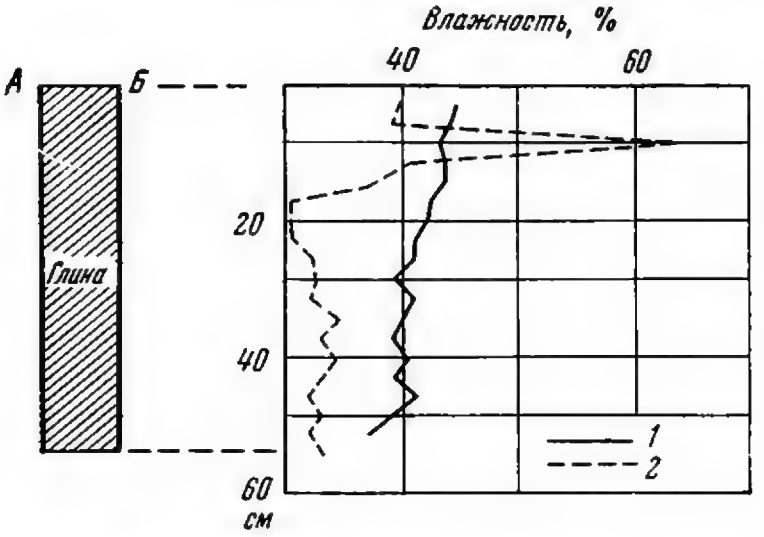


Рис. 2. Распределение влажности при глиняном грунте

1 — до промораживания;
2 — после промораживания.
Промораживание только сверху

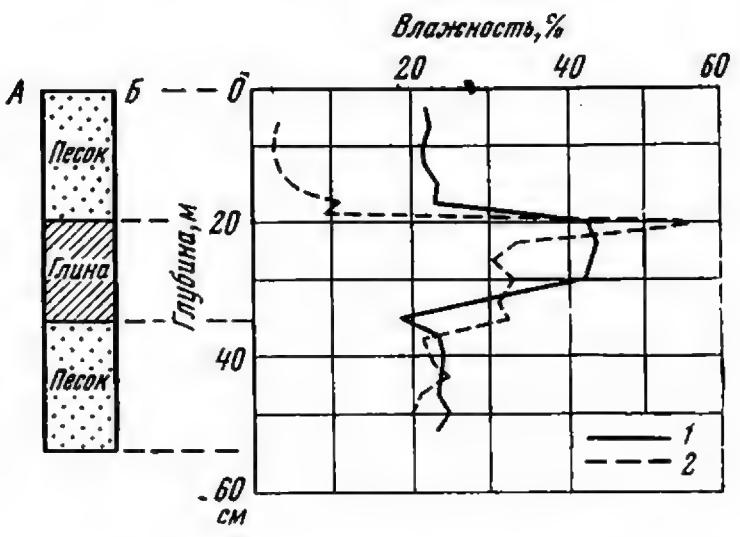


Рис. 3. Распределение влажности при песчаном грунте с прослоем глин

1 — до промораживания;
2 — после промораживания.
Промораживание только сверху

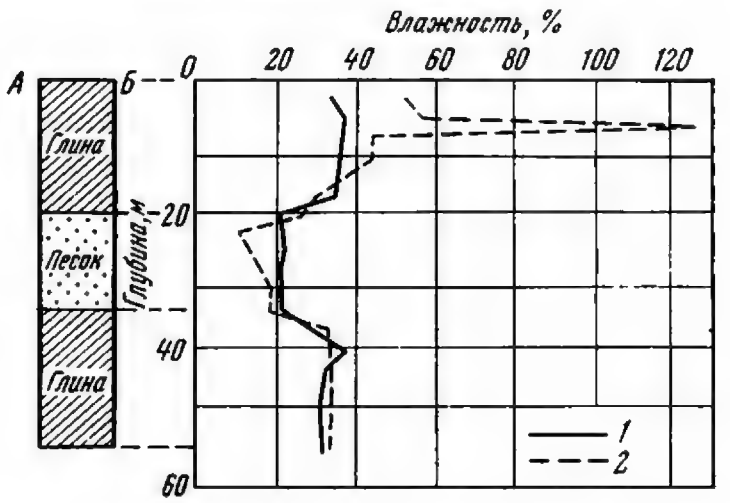


Рис. 4. Распределение влажности при грунте, состоящем из глин с прослоем песков

1 — до промораживания;
2 — после промораживания.
Промораживание только сверху

Содержащаяся в грунте вода, замерзая, образует сплошной лед или сплошь замерзший грунт при избытке влаги, а при ограниченном ее содержании — отдельные кристаллы. Питание кристаллов в последнем случае происходит за счет паров воды, поступающих с глубин, находящихся ниже зоны промерзания. При этом рост кристаллов происходит в направлении, обратном направлению потери тепла, т. е. перпендикулярно поверхности Земли, в основном вертикально.

В результате перехода воды кристаллов в жидкое состояние или, минуя последнее, в газообразное, остаются пустоты, которые благодаря особым свойствам лёссовых пород сохраняются в виде макропор. Таким образом, для возникновения макропористости необходимо периодическое замерзание грунта. Это обстоятельство дает основание сделать предположение, что и в настоящее время образуется макропористость в зоне промерзания лёссовых отложений. Мы привыкли современные макропоры относить к органогенным образованиям за счет деятельности червей, насекомых, растений и др., т. е. тех агентов, которых мы можем наблюдать в повседневной жизни, не подозревая, что здесь первостепенную роль играет сочетание водно-физических свойств породы и климатических факторов.

Миграция влаги и рост кристаллов в вертикальном направлении обусловили анизотропию фильтрационных способностей лёссовых пород. Известно, что в вертикальном направлении они фильтруют лучше, чем в горизонтальном.

Осмотр обнажений лёссовых грунтов в раскопках земляных сооружений Киева, простоявших более 100 лет, а также обследование насыпей

железнодорожного полотна линии Житков — Цветков, простоявших несколько десятилетий, показали, что в верхней части этих сооружений, в зоне промерзания, макропористость развита значительно больше, чем в нижней.

Наличие макропористости на больших глубинах в данном случае объясняется тем, что во время отсыпки сохранялись комья с ненарушенной структурой.

Дальнейшее изучение насыпных лёссовых пород должно дать подтверждающий материал по затронутому вопросу. Однако основным фактическим материалом должны явиться результаты лабораторных исследований, т. е. получение макропористости искусственным путем. Для этого лёссовую породу с предварительно разрушенной структурой необходимо подвергать попеременному замораживанию и оттаиванию. Опыты должны проводиться в условиях, близких к природным, должна быть обеспечена возможность миграции влаги во всех ее состояниях, в особенности в газообразном. Эти исследования помогут уточнить вопросы генезиса лёссовых пород, а также дать материал, характеризующий климатические условия периода лёссообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Грим Р. Э. Связь мерзлотных явлений с составом глинистых минералов грунта.— В кн.: Мерзлотные явления в грунтах. М., Изд-во ин. лит-ры, 1955.

Еленевский В. В. Оздоровление земляного полотна. М., Трансжелдориздат, 1943.

Краев В. Ф. Инженерно-геологическая классификация лёссовых пород УССР.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев, «Наукова думка», 1967.

Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., «Наука», 1965.

Ларионов А. К., Приклонский В. А., Ананьев В. И. Лёссовые породы и их строительные свойства. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Обручев В. А. Лёсс, как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 12. М., Изд-во АН СССР, 1948.

Родзянко Г. Н. Стратиграфия континентальных плиоценовых и четвертичных отложений Ергеней.— Мат-лы Азово-черноморского геол. управления, 1947, № 22.

Сайпл П. А. Закупорка пор льдом как главный фактор морозного пучения, оползания и солифлюкции.— В кн.: Мерзлотные явления в грунтах. М., Изд-во ин. лит-ры, 1955.

Ткаченко К. Д. Баланс влаги в зоне аэрации (по материалам наблюдений гидрогеологической станции «Феофания»). Автореферат канд. диссертация. Киев, 1962.

В. И. ЕЛИСЕЕВ

О СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА В СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮЖНОМ КАЗАХСТАНЕ

У подножий высоких горных хребтов Средней Азии и Южного Казахстана (в Ферганской, Алакульской и Иссык-Кульской впадинах) различаются две основные разновидности пролювия: пролювий постоянных рек и пролювий временных потоков. Для первой его разновидности характерны сравнительно большие и четко оформленные конусы выноса, для второй — мелкие конусы выноса, обычно слившиеся в общие шлейфы. Устьевые накопления постоянных рек иногда выделяют под названием промежуточных аллювиально-пролювиальных образований или как

«аллювий в пролювиальной форме». Однако, указанную терминологию вряд ли можно признать удачной потому, что она не способствует четкому разграничению и обособлению различных генетических типов друг от друга. Устьевые накопления этих рек обладают, правда, некоторым сходством строения с констративным горным аллювием постоянных рек. В то же время между ними наблюдаются существенные качественные различия. Пролювий постоянных рек от констративного горного аллювия отличается отсутствием аналогов пойменной и старичной фаций, концентрическим расположением фаций в пространстве (в аллювии они располагаются друг над другом), резким изменением литологического состава осадков в радиальном направлении, чрезвычайной неоднородностью состава фаций, более крутонаклонным напластованием и бóльшей мощностью. Для пролювия наблюдается уменьшение заглиненности галечников снизу вверх по разрезу, чего нет в аллювии. Это связано, как увидим ниже, с изменением морфологии конуса в процессе его развития. Пролювий — это класс сброшенных образований в отличие от аллювия, являющегося классом перенесенных речных отложений. Деятельность реки, формирующей аллювий, проявляется в двух направлениях: в расчленении поверхности суши и накоплении осадков. Деятельность той же реки, формирующей пролювий, сводится почти исключительно к накоплению осадков, т. е. ее работа становится качественно иной. Наконец, так называемые конусные террасы [1] довольно резко противопоставляются террасам речных долин. Указанные различия, с нашей точки зрения, больше, нежели различия между динамическими фазами аллювия, и могут рассматриваться как различия между двумя генетическими типами отложений.

Наиболее полно фациально дифференцирован пролювий постоянных рек, слагающий конусы выноса Сохский, Исфаринский и Шахимарданский (Ферганская впадина), Тентекский, Джамантинский и Ргайтинский (Алакульская впадина) и Тоссорский (Иссык-Кульская впадина). Из перечисленных конусов выноса Сохский, Исфаринский и Шахимарданский наиболее полно развиты. Каждый из них характеризуется наличием трех четко выраженных зон, расположенных концентрически: круто наклонной вершинной, более пологой срединной и еще более пологой краевой.

Вершинные зоны конусов выноса в Ферганской, Алакульской и Иссык-Кульской впадинах образованы рыхлыми конгломератами (в отличие от типичных конгломератов их цемент размокает), галечниками и валунными галечниками, содержащими линзы валунников, глинистых щебней и суглинков. Они отлагались радиально-растекавшимися потоками (на которые дробился единый поток при выходе из гор на равнину) в условиях значительного ослабления их переносящей силы. Непрерывное накопление материала приводит к тому, что потоки на конусах выноса становятся неустойчивыми и смещаются то в одну, то в другую сторону. В результате этого в предгорьях возникают широкие полосы галечниковых накоплений, состоящие из полуконусов и разделяющих их межконусных понижений. Местами на галечниках вершинных зон конусов выноса прослеживаются мелкозернистые осадки — глины, суглинки и супеси. Вероятно, это — отложения устьевых частей менее многоводных рукавов, иссякавших уже в пределах вершинной части конуса. Образования вершинных зон конусов выноса выделены автором под названием потоковой фации (Елисеев, 1963, 1964, 1965). В срединной зоне

[1] Под «конусными террасами» мы понимаем серию вложенных друг в друга конусов выноса разных генераций, возникшую в результате их эволюции, или миграции, по В. Н. Веберу (1929—1930). Другими словами, это разные стадии развития наземных дельт, сменяющих друг друга сверху вниз по течению от древних к более молодым.

потоки еще более замедляли скорость течения и каждый из них разбивался на ряд более мелких, расходившихся в плане в виде вееров. Большинство «вееров» иссякало в срединной зоне в результате просачивания в собственные наносы и испарения. Иссякая, они отлагали (сверху вниз по течению) пески, супеси, суглинки и глины. На участках межрусловых пространств, которые во время паводков покрывались сплошь водой, течение было очень медленным. Здесь возникали преимущественно тонкозернистые породы: суглинки и глины, а также мергели. В межвеерных понижениях и в покинутых рекой руслах возникали небольшие застойные водоемы, в которых осаждались суглинисто-глинистые осадки. Накопления срединной зоны названы нами веерной фацией. Ее осадки возникали по периферии галечникового конуса в результате слияния частных вееров выноса против окончаний отдельных мигрирующих потоков. Именно так происходит накопление веерной фации на голоценовом конусе р. Ргайта в настоящее время.

В срединной зоне не все потоки оканчиваются слепо. Часть их пересекает ее и питает расположенную ниже краевую зону. В краевой зоне возникают мелководные временные озера, заболоченные участки, солончаки. Инфильтрующиеся в вершинной зоне конуса выноса воды постоянных рек достигают поверхности коренных пород и образуют подземный поток. На периферии конуса выноса, образованной мелкозернистыми, маловодопроницаемыми осадками, поток подземных вод испытывает подпруживание и их уровень повышается вплоть до выхода на дневную поверхность. Осадки краевой зоны состоят из мергелей и сильно карбонатных глин, редко супесей и песков. Они выделены как застойноводная фация. Осадки временных озерных водоемов периферических частей конусов выноса столь тесно связаны с формированием всего комплекса слагающих их отложений, что должны рассматриваться именно как краевые фации и субфации пролювия, на что ранее обращал внимание Е. В. Шанцер (1966).

Сходная фациальная дифференциация присуща пролювиальным шлейфам и более мелким конусам выноса, сформированным небольшими временными потоками, с той лишь разницей, что в них выделяются только две из трех отмеченных фаций. Это связано с меньшей обводненностью предгорных пролювиальных шлейфов, препятствующей возникновению застойноводной фации. Застойноводная фация не является, таким образом, обязательным компонентом пролювиальных образований аридных предгорий. Кроме того, предгорные шлейфы образованы литологически несколько иными осадками.

Если для сравнения обратиться к Северной Америке, то можно увидеть, что пролювий в юго-западной части США построен подобным же образом. На основании работ Блиссенбаха (Blissenbach, 1954), Булла (Bull, 1964), Мелтона (Melton, 1965) и других, можно думать, что пролювий Северной Америки, в большинстве случаев, состоит из двух, а местами, по-видимому, и из трех фаций, соответствующих нашим потоковой, веерной и застойноводной. Поэтому изложенная схема строения пролювия может рассматриваться как схема строения всякого пролювия вообще.

Большое значение тектонических и климатических факторов крайне осложняет задачу выяснения истинного влияния самого процесса пролювиальной аккумуляции на ход формирования конусов выноса, или, если так можно выразиться, внутренних закономерностей их саморазвития. В этом отношении приходится ограничиваться построением идеализированной схемы процесса, некоторое фактическое подкрепление которой можно найти, главным образом, в особенностях геологического профиля Сохского конуса выноса. Ниже излагается вероятная схема

такого саморазвития конуса выноса, при рассмотрении которой влияние изменений климата и тектоники не учитываются. В саморазвитии конуса выноса можно выделить две стадии: стадию общего роста конуса и стадию вершинного врезания. Стадия общего роста конуса, в свою очередь, подразделяется на две субстадии— трансгрессивного и регрессивного развития фациальных зон пролювия (рис. 1). В начале трансгрессивной субстадии поток, выходя из гор на предгорную равнину, формирует небольшой конус выноса. Он характеризуется относительно крутой поверхностью, а граница между потоковой и веерной фациями (или между вершинной и срединной зонами) располагается вблизи подножия гор. В дальнейшем конус выноса растет, наступая на лежащую впереди равнину. При этом граница между потоковой и веерной фациями продвигается вперед, а ранее образованная веерная фация перекрывается потоковой. Рост конуса выноса приводит, таким образом, к смещению границ фациальных зон в дистальную сторону, а также к изменению его морфологии: он становится длиннее и положе. В подтверждение сказанного можно привести данные Андерсона и Хайсси (Andersson, Hyssey, 1962), которые изучали развитие овражных конусов выноса на обрыве Франклина, на Аляске. Они отмечают, что в начальной стадии уклоны конусов велики. При дальнейшем развитии конусов выноса их уклоны уменьшаются, а поверхности увеличиваются.

Увеличение поверхности конуса выноса приводит к замедлению его роста в силу распределения того же количества материала на все бóльшую площадь. К этому можно добавить, что одновременно с увеличением поверхности конуса выноса скорость врезания долины в горах нередко замедляется в связи с выработкой ее продольного профиля, а тем самым уменьшается и количество выносимого ею на конус обломочного материала. Это приводит к еще большему замедлению скорости осадконакопления на конусе выноса. При этом больше всего от недостатка материала начинает «страдать» периферическая зона конуса выноса, в пределах которой наращивание осадков с течением времени прогрессивно замедляется. В дальнейшем процесс прогрессивного замедления осадконакопления охватывает и срединную зону конуса выноса. Другими словами, область аккумуляции на конусе выноса смещается в сторону гор, т. е. начинается регрессивное развитие фациальных зон пролювия. Граница между потоковой и веерной фациями также продвигается в сторону гор, и веерная фация погребает под собой потоковую, что подтверждается данными наблюдений по Сохскому конусу выноса (Елисеев, 1963).

Параллельно с этим происходит рост и увеличение крутизны вершины конуса выноса, которая постепенно входит в устье долины и продвигается вверх по течению. Эта вершинная часть конуса в устье долины сохраняет выпуклую форму, так что уклоны ее поверхности направлены по рациально расходящимся линиям и расположенный выше единый долинный поток здесь начинает дробиться на радиально направленные рукава. Это резко меняет динамику накопления осадков, придавая ей специфические черты пролювиальной, а не аллювиальной аккумуляции. Поэтому, когда речь идет об увеличении уклонов, имеется в виду именно возрастание крутизны вершины конуса, а не сравнение с первоначальным продольным уклоном частично погребенного под нею дна устьевой части долины, развитие которого протекает под воздействием линейного, а не радиально растекающегося потока. По отношению к первоначальному продольному уклону дна долины уклоны поверхности конуса даже в его вершинной части всегда оказываются меньшими, но подобное сопоставление не может служить основой нашего анализа, поскольку должен быть учтен в первую очередь именно указанный фактор кардинального изменения динамики аккумуляции в пределах вершины конуса.

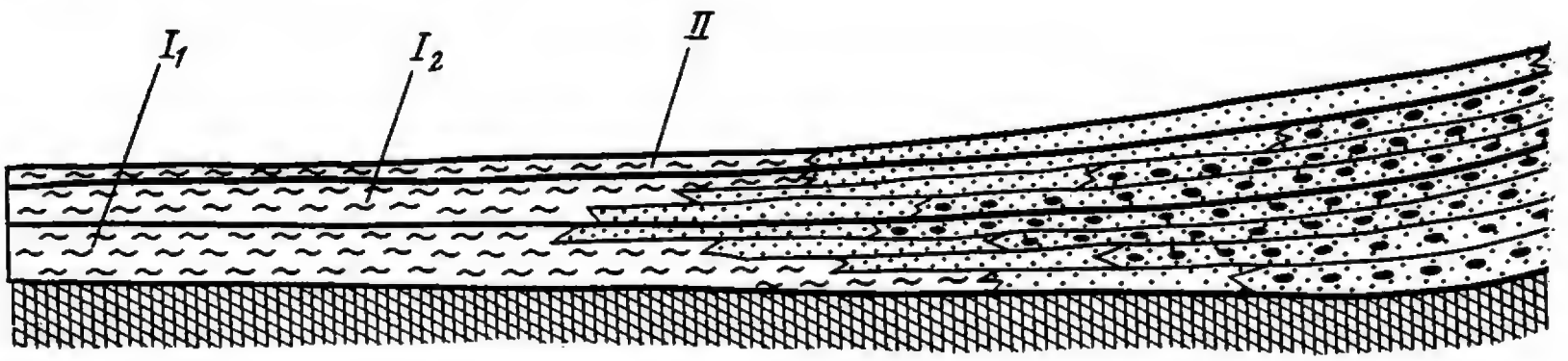
Увеличение крутизны вершинной части саморазвивающегося конуса выноса приводит к возрастанию скоростей течения радиально направленных рукавов потока. Теперь для пропуска всей воды в вершине конуса даже во время паводка требуется меньшее число радиально расходящихся русловых ложбин. Вода начинает концентрироваться в главном русле, а второстепенные русла постепенно отмирают. Энергия сконцентрированного в едином русле потока возрастает. В результате этого аккумуляция обломочного материала в вершине конуса прекращается и, наоборот, начинается врезание потока в собственные наносы; аккумуляция продолжается лишь ниже по течению на более полого наклонных частях конуса. В вершинной части конуса формируется устойчивая русловая ложбина, постепенно углубляющаяся. С течением времени в ней умещаются целиком все паводковые воды, что влечет за собой увеличение скорости руслового размыва, продолжающегося до тех пор, пока продольные уклоны врезающегося русла не уменьшатся настолько, что наступит динамическое равновесие между скоростью течения и расходами воды, с одной стороны, и затратами энергии на перенос обломочного материала, с другой, т. е. полная сбалансированность прихода и расхода наносов. Ниже на конусе выноса будет продолжаться накопление пролювия. На этом заканчивается саморазвитие конуса выноса.

Можно думать, таким образом, что начало врезания потока в вершине конуса должно быть связано с его саморазвитием, без участия тектонического фактора. Приходится, однако, отметить, что вершинный врез, обязанный саморазвитию конуса выноса, отличить от среза, вызванного тектоникой, трудно и, по-видимому, не всегда возможно. Верхнеплейстоценовые конусы выноса, у которых вершинный врез является, скорее всего, результатом их саморазвития — Сохский, Исфаринский и Шахимарданский. Они прорезаны своими потоками в вершинной части по сравнению с другими изученными нами конусами выноса в общем на незначительную глубину — около 6 м. Объяснять эти врезы влиянием новейшей тектоники нет никаких оснований. Описанные стадии общего роста и вершинного врезания мы выделяем в общую фазу его формирования под названием аккумулятивной.

Изменения климата во время аккумулятивной фазы формирования конусов выноса обусловили перестройку режима стока рек. Наиболее хорошо это устанавливается для конусов выноса Алакульской впадины, прорезанных молодыми долинами на значительные глубины (рис. 2).

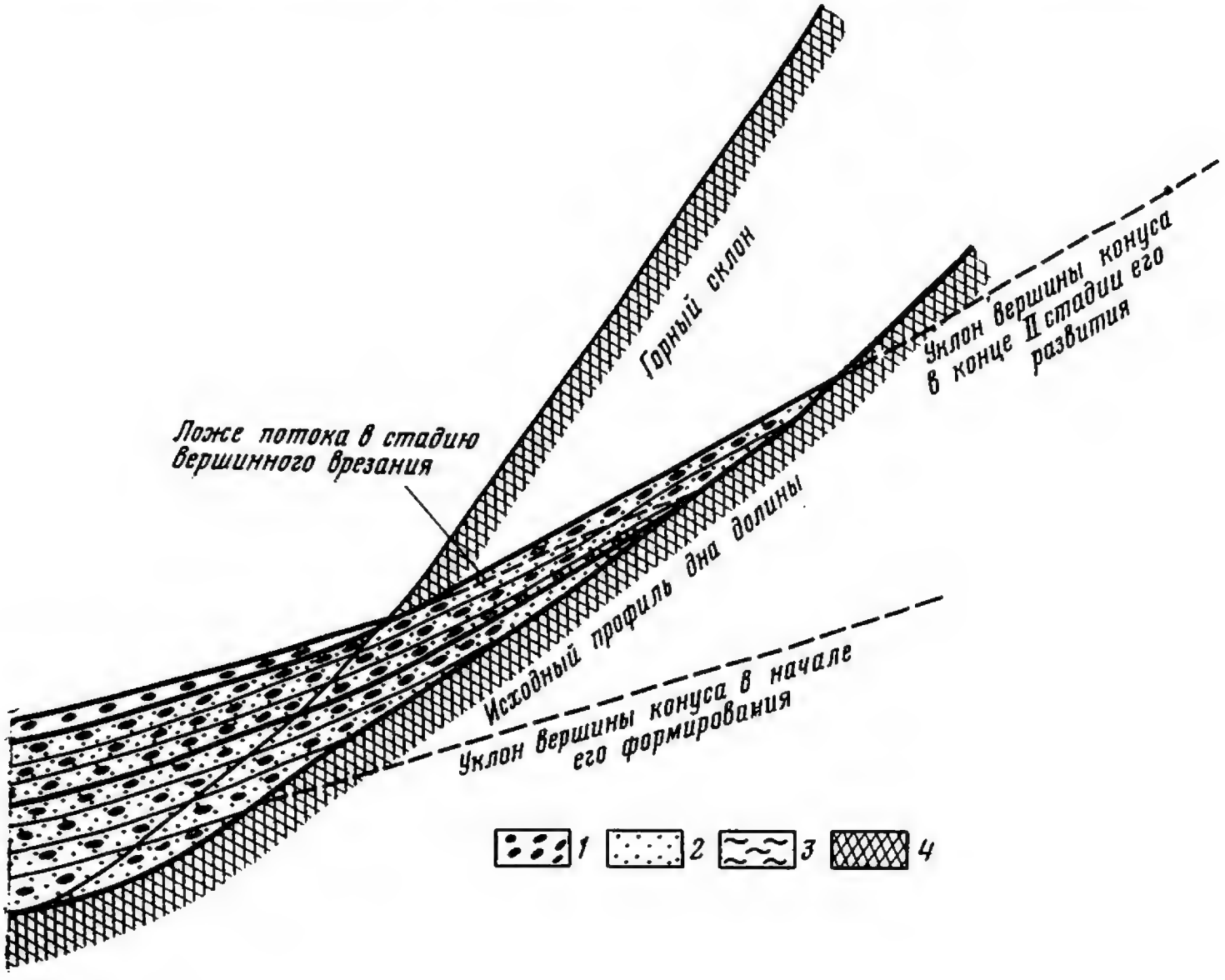
Рис. 1. Идеализированная схема конуса выноса

1 — вершинная зона накопления отложений потоковой фации; *2* — срединная зона накопления осадков веерной фации; *3* — краевая зона накопления образований застойноводной фации; *4* — породы, подстилающие конус выноса. *I*, *II* — стадии формирования конуса выноса: *I* — отложения стадии общего роста конуса выноса (I_1 — отложения субстадии трансгрессивного развития фациальных зон пролювия, I_2 — отложения субстадии регрессивного развития фациальных зон пролювия); *II* — отложения стадии вершинного врезания



Для них характерна смена в разрезе двух пачек: нижней, сильно заглиненной, и верхней, менее заглиненной. Нижняя пачка формировалась во время наибольшего развития ледников в горах, которые, перетирая материал ложа и морен, поставляли в долины рек много глинистого материала. Верхняя пачка накапливалась в фазу сокращения ледников, что повлекло за собой уменьшение поставляемого ими тонкообломочного материала. Кроме того, уменьшение уклонов конуса выноса в процессе их роста приводило к тому, что на них наступало динамическое равновесие. Потоки стали многократно перемывать ранее принесенный материал на одном уровне и переотлагать его ниже по течению, что способствовало обезглиниванию пролювия верхней пачки.

На многих конусах выноса аккумулятивная фаза их развития сменилась эрозионно-аккумулятивной. Эти конусы выноса после стадии вершинного врезания, обязанной их саморазвитию (без участия тектонического фактора), испытали подъем и стали прорезаться все глубже и глубже. Иными словами, в орбиту поднятий были вовлечены и части впадин, прилежащие к предгорьям и ранее являвшиеся областями аккумуляции. Заметим, что врезание потоков в конусы выноса обусловливалось, по всей вероятности, не только расширением области поднятий, а и одновременным опусканием впадин, что привело к еще большему увеличению уклонов конусов выноса. В эту фазу потоки размывали конусы выноса в вершинных частях и наращивали их ближе к периферии. В связи с миграцией вреза вниз по течению область накопления пролювия смещалась все далее и далее к периферии конусов. В результате этого основные тела конусов выноса в их средней и периферической частях были перекрыты рядом более молодых пролювиальных пачек, ко-



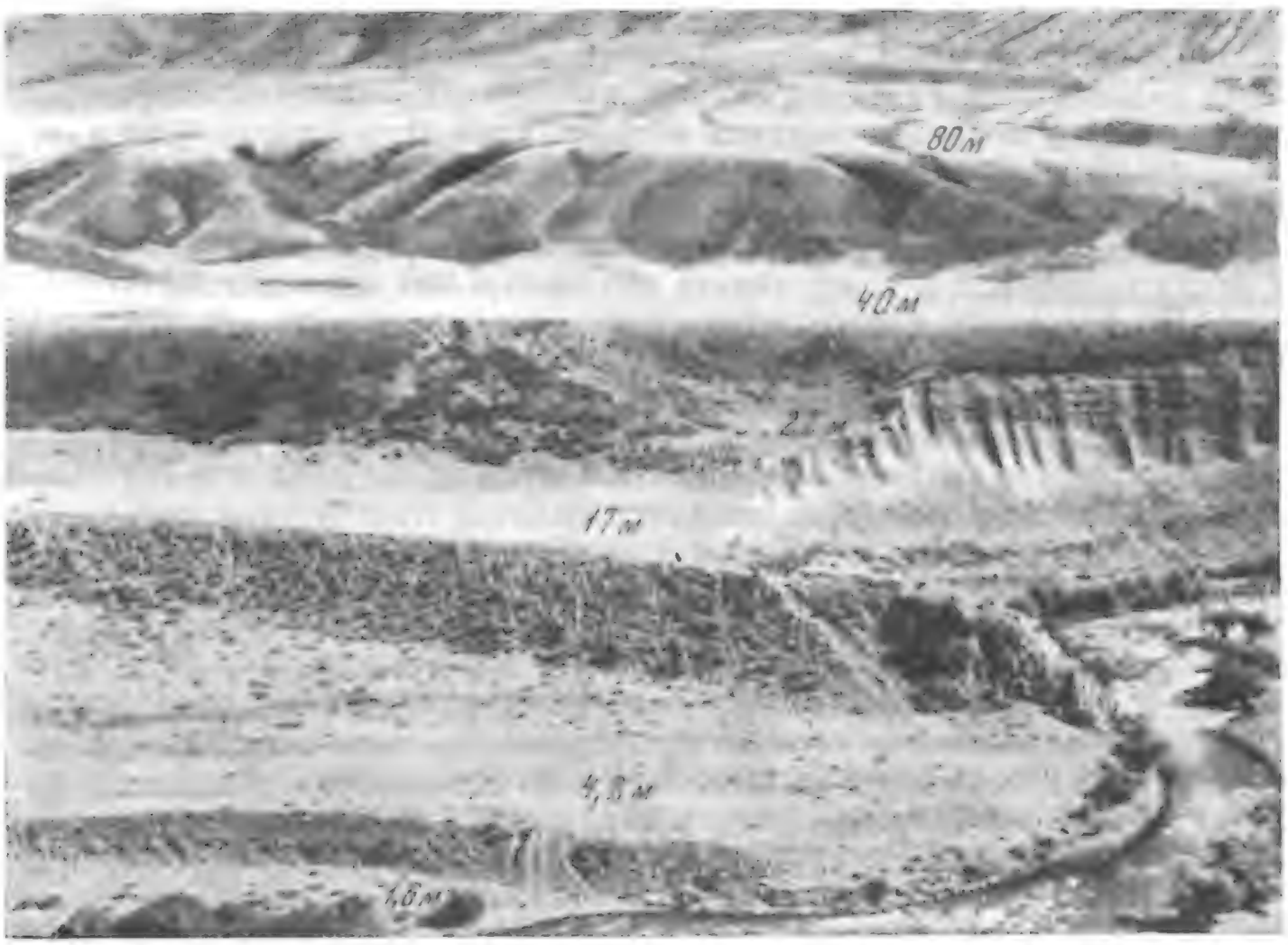
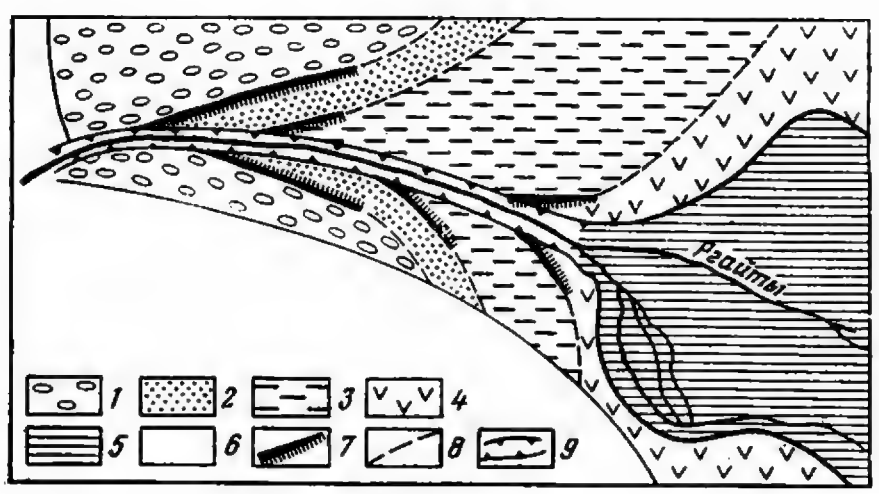


Рис. 2. «Лестница террас» на правом склоне долины р. Ргайты близ выхода ее из гор

торым в прорезающей конус молодой эрозионной долине соответствуют террасовые ступени. На Ргайтинском конусе возникло три пачки (рис. 3), а на Джамантинском и Тентекском — по две на каждом. Наращивание конусов выноса верхнеплейстоценового возраста прекратилось тогда, когда потоки настолько углубились в их тела, что прорезали их на всем протяжении. С этого момента потоки стали формировать ближе к центру впадины современные конусы выноса.

Гранулометрический анализ рыхлых конгломератов, слагающих тела конусов выноса постоянных рек, и вложенных в них галечников речных террас в Алакульской впадине показывает, что крупность материала возрастает снизу вверх в стратиграфической последовательности. Увеличение крупности конгломератов верхних пролювиальных пачек основных



1 — рыхлые конгломераты основного тела конуса (верхняя пролювиальная пачка);
2 — 4 — отложения стадий врезания:
2 — первой,
3 — второй,
4 — третьей;
5, 6 — отложения голоценовой стадии врезания:
5 — пролювий.
6 — аллювий;
7 — эрозионные врезы;
8 — границы наложения пролювиальных осадков заключительных фаз аккумуляций вне пределов эрозионного вреза;
9 — борта современной долины

Рис. 3. Схема развития эрозионного вреза и заключительной фазы аккумуляции на конусе выноса р. Ргайты (верхний плейстоцен)

тел конусов выноса можно предположительно связать с увеличением расходов потоков при таянии сокращавшихся ледников. Укрупнение их в террасах объясняется, видимо, увеличением скоростей потоков в результате тектонических поднятий и процессом перемыва и переотложения пролювиальной толщи, в которую врезалась река. Хорошая же промытость самых молодых аллювиальных галечников указывает на резкое уменьшение мутности потоков во время их накопления, которое происходило уже по окончании последнего оледенения.

Расположенные между упомянутыми конусами выноса постоянных рек пролювиальные шлейфы временных потоков, естественно, испытывали подъем одновременно с ними. Однако, врезания потоков в шлейфы не произошло из-за сильного уменьшения их расходов. В то время, когда Ргайтинский, Джамантинский и Тентекский потоки размывали вершинные части созданных ими конусов, вершины предгорных шлейфов продолжали служить ареной накопления пролювия. В средних и периферических частях шлейфов пролювий, по сути дела, перестал накапливаться и формировался только в межконусных ложбинах, целиком перехватывавших весь сток.

ЛИТЕРАТУРА

Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане.— Геологич. вестник, т. 7, № 1—3, 1929—1930.

Елисеев В. И. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины).— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.

Елисеев В. И. О пролювии Алакульской впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.

Елисеев В. И. Пролювий предгорий аридной зоны.— В кн.: Генезис и литол. контин. антропоген. отложений. М., «Наука», 1965.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Труды ГИН АН СССР, вып. 161. М., «Наука», 1966.

Andersson G. S., Hyssey K. M. Alluvial fan development at Franklin Bluffs, Alaska.— Proc. Yowa Acad. Sci., 69, 1962.

Blissenbach E. Geology of alluvial fans in semiarid regions.— Bull. of the geolog. society of America, 1954, vol. 65, N 2.

Bull W. B. Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California.— Geol. Surv. Profess. Papers, 1964, N 352 — E.

Melton M. A. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona.— Journ. of Geol., 1965, vol. 73, N 1.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

ХРОНИКА

К. В. НИКИФОРОВА, М. Н. АЛЕКСЕЕВ

МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОЛЛОКВИУМ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВЕРХНЕНЕОГЕНОВЫХ И НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВО ФРАНЦИИ И ИСПАНИИ [1]

Международный коллоквиум по биостратиграфии континентальных верхненеогеновых и нижнечетвертичных отложений происходил с 25 сентября по 11 октября 1974 г. Начался он в Монпелье (Франция) и закончился в Мадриде (Испания).

Организаторами коллоквиума были Подкомиссия по границе между неогеновой и четвертичной системами (ИНКВА, МСГН), Комитет по стратиграфии неогена Средиземноморья (МСГН) и секция палеонтологии позвоночных и человека Высшего Научного совета Испании.

Председатель Оргкомитета — профессор Э. Агирре (Испания), ученый секретарь — Х. Моралес (Испания), члены Оргкомитета — проф. Л. Талер и доктор Ж. Мишо (Франция).

Всего на Международном коллоквиуме присутствовало 48 делегатов из 15 стран (Англии, Венгрии, Индии, Испании, Италии, Канады, Нидерландов, Румынии, СССР, США, Франции, ФРГ, Чехословакии, Швеции и Японии). Наибольшее количество делегатов было из Испании.

В состав Советской делегации входили: кандидат геол.-мин. наук М. Н. Алексеев (ГИН АН СССР), академик АН Груз. ССР Л. К. Габуния (Ин-т палеонтологии АН Груз. ССР) и доктор геол.-мин. наук профессор К. В. Никифорова (ГИН АН СССР).

Открытие коллоквиума состоялось в Университете Монпелье (Франция) 25.IX 74 г.

Научные заседания с докладами были организованы вперемежку с экскурсиями. Всего было проведено 5 научных заседаний, на которых заслушано 13 докладов.

ДОКЛАДЫ

Содержание докладов касалось биостратиграфии континентальных неогеновых и четвертичных отложений и вопроса границы между неогеном и четвертичной системой в основном по данным континентальной биостратиграфии.

С. Б. Шульц (США) сообщил в своем докладе, что отложения группы Огаллала в Центральных Великих Равнинах Северной Америки включают четыре провинциальных разновозрастных фауны: валентинийскую, кларендонскую, хемфильскую и кимбальскую. Последняя датируется 8 млн. лет. Более молодая бланкская фауна (местонахождения Бланко в Техасе, Бродуотер, Лиско и Сан Дроу в Небраске, Рексрод в

[1] В данной статье использованы материалы отчета, в составлении которого принимал участие также Л. К. Габуния.

Канзасе и Оклахома) считалась нижнечетвертичной. Теперь по радиометрическим данным бланкская фауна считается многими исследователями плиоценовой (2,01—3,4 млн. лет). Бланкская фауна в северной части Центральных Великих Равнин, по мнению С. Б. Шульца, ассоциируется с отложениями, коррелируемыми с небраской (1-е оледенение), афтоном (1-е межледниковье) и, возможно, канзасом (2-е оледенение). Но некоторые бланкские фауны древнее, чем 3,2—3,4 млн. лет, например, хагерманская фауна «Одахо», которая содержит те же формы, как и бланкская. В настоящее время не известна фауна, промежуточная между кимбальской и наиболее древней бланкской. Может быть, из-за очень жаркого и сухого климата этого времени она не сохранилась. Кимбальская фауна эквивалентна, по мнению докладчика, фауне верхнепонтической и верхнеастийской в Европе. Это весьма сомнительно, т. к. по датировке (8 млн. лет) она, по-видимому, не моложе тортона.

Данные С. Б. Шульца не совпадают с данными В. Берггрена (устное сообщение), который датирует оледенение небраска не древнее чем 1,5 млн. лет, а оледенение канзас 1—0,7 млн. лет. Граница между бланкской и ирвингтонской фаунами находится где-то в интервале 1,8—1,5 млн. лет. Близкие даты приведены и в работе Г. М. Ричмонда.

Таким образом, вряд ли можно коррелировать бланкскую фауну со временем оледенений небраска и канзас.

В докладе Г. И. Яворского (Франция) указывалось, что впервые на французском побережье Средиземноморья у г. Ницца были обнаружены аналоги итальянского калабрия — морские отложения с Hyalines balthica и Globigerina pachyderma, залегающие трансгрессивно на верхнем плиоцене. При этом Globigerina pachyderma появляется раньше, чем Hyalinea balthica. Последняя появляется после понижения уровня моря, которое, вероятно, сопровождалось похолоданием; оно и обусловило массовое появление Cassidulina laevigata var. carinata циркумлиторального вида.

Н. Макаровичи (Румыния) в докладе о границе между верхним плиоценом и нижним плейстоценом Румынии, устанавливаемой по данным изучения континентальной фауны млекопитающих, считает, что к концу плиоцена в Румынии относится фауна Малуштени — Берешты, которая соответствует фауне руссильона Южной Франции и чарнотию Румынии (большинство исследователей сопоставляют ее с нижним виллафранком). Основание плейстоцена отмечается фауной Тулучешти (средний виллафранк). Тот же возраст, по мнению автора доклада, имеет фауна нижнего Бугулешти (в долине р. Олт) и Бетфии (северо-запад Румынии). По нашему мнению, фауна Бугулешти имеет верхневиллафранкский возраст, а фауна Бетфии относится к самому концу верхнего виллафранка — эпивиллафранку.

Большой интерес представлял доклад К. Ковальского (Польша) о наиболее раннем появлении леммингов в четвертичных отложениях Польши. Наиболее ранние остатки леммингов в Польше известны из местонахождения Рембиелице-Кролевски, которое автор считает средневиллафранкским. Нужно заметить, что ранее Г. Тобин относил его к руссильону-чарнотию. Исследователи Советского Союза также считают фауну Рембиелице-Кролевски средневиллафранкской и сопоставляют ее с хапровской фауной юга Европейской части СССР.

Присутствие Lemmus в среднем виллафранке — еще один аргумент в пользу проведения нижней границы квартера под средним виллафранком, по мнению К. Ковальского. С этого времени Lemmus становится перманентным элементом в фауне млекопитающих Центральной Европы. Он исчезает только в оптимальные климатические фазы нижнего плейстоцена (тегелен-кадзельня). Начиная с кромерского межледни-

ковья ситуация меняется: после этого времени Lemmus появляется только в типично арктических фаунистических сообществах. Резонно заключить, что в ранние периоды Lemmus как уникальная форма полевок с постоянно растущими зубами испытывал меньшую конкуренцию от других форм и имел более широкие экологические ниши, чем позднее. В то время, когда развились прогрессивные формы полевок (сначала Allophaiomys, затем Pitymys, Microtus и, наконец, Arvicola), лемминги были вытеснены из умеренных зон и ограничены арктическими условиями.

Наиболее ранние остатки Dicrostonyx появляются позднее, чем Lemmus. Однако, Dicrostonyx действительно присутствовал в Центральной Европе в течение холодного периода, предшествующего кромерскому межледниковью.

Как и Lemmus, Dicrostonyx имел более широкие экологические ниши в раннем плейстоцене и сосуществовал вместе с такими формами, как глириды и муриды. Только полное развитие прогрессивных микротин с постоянно растущими молярами ограничило его ареал аридными полярными условиями, где он еще процветает. Наиболее древняя форма Dicrostonyx, описанная из Европы — это D. antiquitatis из Валеро (Франция).

В докладе Д. Яноши (Венгрия) «Новая среднеплиоценовая фауна мелких млекопитающих из Северной Венгрии» указано, что эта фауна древнее, чем верхнеплиоценовая фауна Перпиньяна, Чарноты, Ивановце и др., но несколько моложе, чем классическая нижнеплиоценовая (верхний паннон, Пикерми и др.). Она представляет, по мнению автора, новое микростратиграфическое подразделение в Восточной Европе. Особенно характерны для этой фауны гигантские Muscardinus (кроме таковых нормального размера) и две особые формы Arvicolids.

Доклад И. П. Мейна (Франция) касался биозонации средиземноморского неогена, основанной на данных по млекопитающим. В докладе было дано пояснение к таблице подразделения на зоны континентального неогена Средиземноморской области. Таблица построена по характерным формам основных эволюционных рядов преимущественно грызунов, а также фаунистическим ассоциациям крупных млекопитающих, отвечающим 16 последовательным биозонам неогена и первой биозоне плейстоцена. В специальной таблице корреляции сопоставляются соответствующие этим зонам типичные местонахождения ископаемых млекопитающих Северной Африки, Испании, Португалии, Италии, Австрии, Венгрии, Чехословакии, Польши, Румынии, Советского Союза, Греции и Турции. Не со всеми представлениями И. П. Мейна можно согласиться.

М. Т. Альберди (Испания) доложила о филогении гиппарионов Испании.

Древние гиппарионы Испании, датируемые ранним валлезием, относятся к группе Hipparion primigenium, проникшей на территорию этой страны с востока. Вид близок к типичному эппельсгеймскому H. primigenium и здесь дает начало поздневаллезийским H. koenigsvaldi и H. melendesi. Первый из них рассматривается в качестве предковой формы для ряда турольских видов H. concudense, H. gromovae, H. periafricanum. В турольское же время проникает в Испанию H. mediterraneum. В нижнем плиоцене, или русцинии, здесь появляются H. crassum и H. rocinantis rocinantis; вторая из этих форм дает начало H. crusafonti, получившему распространение в конце плиоцена. Особняком стоит исключительно тонконогий H. fissure из предположительно средне- или верхнеплиоценового местонахождения Лайны.

Доклад Л. К. Габуния (СССР) назывался «К истории гиппарионов Черноморско-Каспийской области». В докладе были вкратце охарактеризованы основные этапы истории развития гиппарионов в полосе Во-

Таблица

Стратиграфическое распределение гиппарионов в неогене Черноморско-Каспийской области

Возраст	Вид
Акчагыл	Hipparion crusafonti
Киммерий	Hipparion ex gr. crassum, ex. gr. houfenense
Понт	
Верхний мэотис	Hipparion tudorovense
Средний мэотис	Hipparion mediterraneum (=H. moldavicum) H. gromovae
Нижний мэотис	Hipparion gigànteum (=H. garedzicum)
Верхний сармат (херсонский)	Hipparion eldaricum (=H. verae)
Средний сармат (бессарабский)	Hipparion sebastopolitanum H. primigenium (=H. sarmaticum)

сточного Паратетиса (таблица) и приведены новые доказательства в пользу возможности использования видов Hipparion для стратиграфических сопоставлений на дальних расстояниях.

Э. Аггире и Х. Моралес (Испания) в докладе «Альтернативное предложение по подразделению на биозоны по млекопитающим неогена Западного Средиземноморья» на основании анализа данных по неогеновым фаунам млекопитающих Испании внесли некоторые уточнения в схему подразделения континентального неогена на биозоны, разработанную И. Мейном.

Р. Адровер (Испания) сделал обзор основных местонахождений мезокайнозойских млекопитающих Теруельской области и их стратиграфического положения. Приведенные автором списки фаун этих местонахождений дают достаточно полное представление о наиболее характерных теруельских ассоциациях млекопитающих олигоцена и виндобона, а также валлезия, туролия, русциния и виллафранка.

Р. Адровер с соавторами (Испания) сообщили о стратотипе границы между валлезием и туролием.

В сообщении было приведено описание континентальной серии Лос-Мансуетос (Теруельская впадина), рассматриваемой в качестве стратотипического разреза, иллюстрирующего переход от валлезия к туролию.

Э. Аггире (Испания) в докладе «Биостратиграфия неогена и четвертичного периода Теруеля» привел обзор неогеновых и нижнеплейстоценовых комплексов млекопитающих Теруельской впадины.

Интересную схему корреляции плиоценовых и плейстоценовых «ярусов» оледенений и основных местонахождений фауны млекопитающих стран Центральной и Северной Европы, юга Европейской части СССР и Северной Америки предложил А. Аццароли (Италия); во многом, хотя и не во всем, его представления совпадают с представлениями советских исследователей.

Наконец, остановимся на докладе о событиях конца миоцена Д. А. Ванкуверинга (США), В. А. Берггрена (США), Р. Е. Дрейка (США) и Э. Агирре (Испания), зачитанном В. А. Берггреном. Доклад еще не опубликован и касается в основном мессиния. Мессиний определяется авторами как период наибольшего засоления Средиземноморского бассейна, имевший относительно короткую историю (около 1,5 млн. лет). Он совпадает с верхами зоны 17 планктонных фораминифер и находится в пределах зон 11 и 12 наннопланктона.

Палеобатиметрические анализы бентосных фораминифер из отложений стратотипа андалузского яруса (=мессиний), расположенного в

Гвадалквивирском бассейне на юго-западе Испании, показали заметное понижение уровня бассейна с 70—100 м до примерно 30 м, т. е. значительную регрессию в верхней части зоны 17 и возврат к прежнему уровню в начале плиоцена (зона 18 планктонных организмов), который определяется 5 млн. лет.

Данные К/А возраста вулканических продуктов (вулкан Баркуерос в провинции Мурсия, Испания) внутри зоны 17 показывают, что регрессия началась 6,5 млн. лет назад. Таким образом, продолжительность мессиния определяется в 1,5 млн. лет.

Испанская регрессия ясно показывает время наибольшего засолонения Средиземного моря в мессинии. Она, вероятно, коррелятна периоду эвстатического понижения уровня океана и похолодания, отмечаемых в слоях верхнего тангапорути и капити Новой Зеландии и периоду грандиозной экспансии океанического льда на континентальный шельф Антарктики. Ясно, тем не менее, что никакое эвстатическое изменение уровня моря в этих широтах не могло изолировать Средиземноморский бассейн до тех пор, пока это не произошло в результате тектонических подвижек.

В истории Средиземного моря в течение мессинского отрезка времени распознаются, по крайней мере, две фазы:

1. Начальная глубоководная фаза, в течение которой эвапориты и ассоциируемые с ними отложения аккумулировались в краевых участках моря. Эта фаза продолжалась около 1 млн. лет, в интервале от 6,5 до 5,5 млн. лет.

2. Конечная фаза регрессии и полной изоляции Средиземного моря, вызванная эвстатическим понижением уровня Мирового океана, продолжалась от 5,5 до 5 млн. лет.

ЭКСКУРСИИ

Франция (Лангедок)

Во время экскурсии во Франции 26—28.IX мы посетили ряд классических местонахождений млекопитающих плиоцена и нижнего плейстоцена — Монпелье, Сельнёв, Вандарг, Баларук, Сет, Монредон, Перпиньян (Сьерра-де-Ваке). Схематический профиль через ряд местонахождений окрестностей Монпелье показан на рис. 1. Само классическое *местонахождение Монпелье* приурочено к пескам Монпелье с Gryphaea, представляющим самый высокий горизонт морского плиоцена в Лангедоке.

Пески Монпелье относятся обычно к астию, но, как заметил руководитель экскурсии д-р Ж. Мишо, их стратиграфическое положение точно не установлено. Впрочем, находки в этих песках многочисленных форм фораминифер указывают скорее на их соответствие верхам плиоцена д'Асти (астий). Данные же бурения доказывают, как выясняется, присутствие здесь подстилающих эти пески плезанских или табианских глин.

Местонахождения плиоценовых млекопитающих были вскрыты рядом карьеров по добыче песка, расположенных на склонах холма Монпелье, при этом некоторые из этих карьеров эксплуатировались до недавнего времени, доставляя многочисленные изолированные находки ископаемых остатков позвоночных. В карьерах Помпиньяна и Сабла нам представилась возможность подробно ознакомиться с морскими костеносными песками Монпелье (с фауной моллюсков, преимущественно устриц), перекрывающимися континентальными галечниками, которые здесь и в ряде других мест также содержат остатки позвоночных.

В настоящее время из астийских песков известно около 30 ископаемых форм. Однако, многие из приводимых в составе этого комплекса

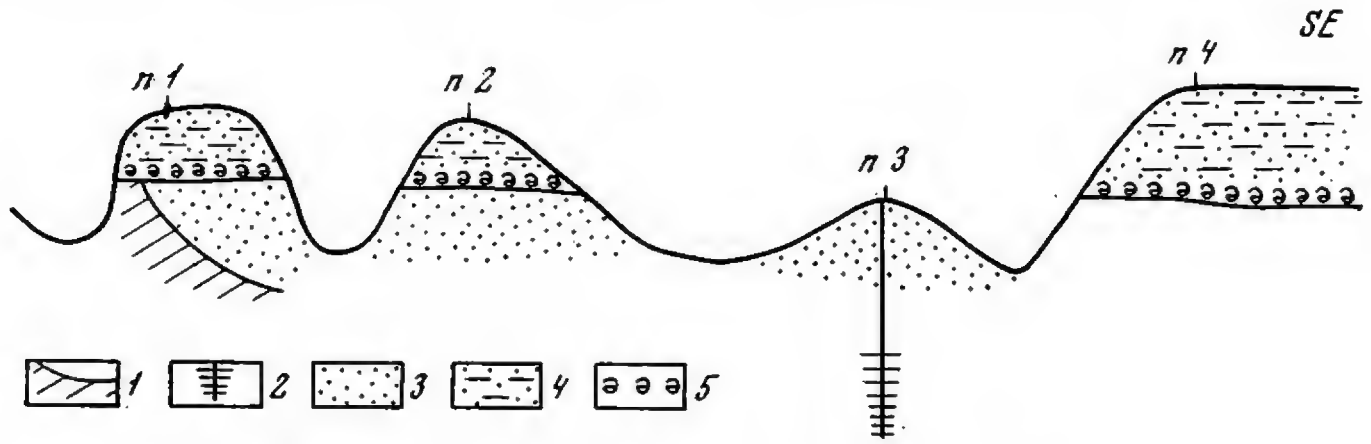


Рис. 1. Схематический геологический профиль окрестностей Монпелье

1 — миоцен; *2* — плезанс; *3* — астий (морские фации); *4* — астий (континентальные фации с остатками грызунов); *5* — уровень Potamida basteroti; п1 — п4 — пункты наблюдений: п1 — Сельнёв, п2 — Перпиньян, п3 — Перпиньян, новый карьер, п4 — Вандарг

групп требуют ревизии в свете новейших данных палеонтологии. Поэтому некоторые определения могут быть поставлены под сомнение. Наиболее характерные представители фауны Монпелье — Hipparion crassum, H. megarhinus, Palaeoryx cordieri и некоторые другие.

Местонахождения Вандарг и Сельнёв приурочены к континентальным отложениям, непосредственно перекрывающим морские пески Монпелье. В заброшенном карьере Вандарга костеносные слои представлены песчаными мергелями и конгломератами. В Сельнёве наблюдается чередование слоев, известных под названием формации Ла-Мошон. На миоценовых морских отложениях здесь с несогласием налегают солоноватоводные слои с Potamida basteroti, перекрывающиеся мергелями и следующими выше костеносными конгломератами. К этой формации относится также самое раннее из открытых в Монпелье местонахождений ископаемых млекопитающих, которое находилось в центральной части города, на месте нынешнего дворца правосудия. Недавние работы по постройке здесь подземного гаража позволили установить ту же последовательность слоев, что и в Сельневе.

Фауна обоих местонахождений представлена, в основном, мелкими млекопитающими. Из Сельнева известны Dipoides sigmodus, Cricetus barrierei, Phagapodemus hautimagnensis и др.

В Вандарге установлено присутствие Promimomys insuliferas, Phagapodemus hautimagnensis, Cricetus barrierei и др. (русциний). В районе Вандарга мы посетили также небольшое местонахождение средне- или верхневиллафранкских млекопитающих. Здесь вершина небольшого холма сложена галечником, перекрывающим пески типа песков Монпелье и содержащим остатки Archidiskodon meridionalis.

Из крупных млекопитающих в местонахождениях Сельнёв и Вандарг встречены Palaeoryx cordieri и Dicerorhinus megarhinus (в Сельневе — D. cf. megarhinus) и некоторые другие.

Местонахождение Сет находится в высоком обрыве доломитизированных известняков, в которых отчетливо видны карстовые заполнения, доставившие богатый материал по мелким млекопитающим: Cricetus angustidens, Ruscinomys europaeus, Trilophomys pyrenaicus, Mimomys occitanus, ранее обозначавшийся, как M. stehlini и др. Из крупных форм здесь встречены Hipparion sp. и Cervus sp., близкий к C. ramosus.

Более высокий уровень эволюции сетских мурид, присутствие C. angustidens и др. свидетельствуют об относительной молодости этого комплекса по сравнению с фаунами Сельнёва и Вандарга. Но он также относится к русцинию.

Сетский комплекс очень близок к фауне Сьерра-де-Ваке (Перпиньян),

от которой он отличается лишь присутствием рода Mimomys, что, однако, не может служить указанием на его бо́льшую молодость.

В местонахождении Баларук ископаемые остатки также происходят из заполнения трещины в закарстованном известняке, но относятся уже к нижнему виллафранку. Если не считать остатков долихопитека и пантеры, баларукская фауна представлена исключительно грызунами (Mimomys cappetai, M. sertimanus, Stephanomys minor и др.). Арвиколиды Баларука несомненно более эволюированы, чем соответствующие формы из Сета. Так, например, M. cappetai может рассматриваться в качестве потомка M. occitanus, а M. sertimanus безусловно специализированнее M. gracilis.

Местонахождение Монредон (*Норбонн*), доставившее богатый материал по позднемиоценовым млекопитающим, известно с начала XIX в. Оно приурочено к континентальным отложениям, слагающим вершину небольшого холма и представленным черноватыми торфяными мергелями и серыми мергелями, переходящими вверху в сероватые озерные известняки. Ископаемые остатки позвоночных встречаются как в черных, так и в серых мергелях. Немногочисленные раковины гастропод относятся к тем же видам, какие известны из верхнего миоцена Мон Леберона (Ронская долина).

Последним мы посетили *местонахождение Перпиньян* (Сьерра-де-Ваке).

Руссильонская равнина представляла в миоцене залив, в котором последовательно накапливались сначала морские, а затем континентальные отложения, выступающие на дневную поверхность в основном в окрестностях Перпиньяна. Эти континентальные образования представлены кварцевыми песками, песчаными глинами и конкреционными мергелями, перекрывающими желтые пески морского или солоноватоводного происхождения с Potomida basteroti и Ostrea cucollata, рассматриваемых как астийские. Последние подстилаются слюдистыми песчаными глинами с богатой фауной моллюсков, относимых к плезансу. Ископаемые остатки млекопитающих попадаются во всех этих горизонтах, но их основная часть происходит из континентальных кварцевых песчаников и конкреционных мергелей (Сьерра-де-Ваке). Так или иначе, нынешний список форм Перпиньяна основан на материале из всех перечисленных горизонтов, отражая, таким образом, сборный комплекс, а не единую фауну. В целом, однако, этот комплекс выглядит более эволюированным, чем фауна Монпелье, с которой не следует его смешивать. В то же время этот комплекс несколько отличается и от древнейших виллафранкских фаун Оверни.

В окрестностях Перпиньяна нам удалось ознакомиться с выходами костеносных кварцевых песков в одном из старых карьеров, а также конкреционных мергелей у форта Сьерра-де-Ваке, доставивших почти всю перпиньянскую фауну мелких млекопитающих.

Среди представителей перпиньянской фауны фигурируют Dolichopithecus ruscinensis, Nyctoreutes donnezani, Anancus arvernensis Cricetes angustidens, Ruscinomys europaeus, Trilophomys pyrenaicus, Castillomys crusafonti, Anthracomys meine.

Стратиграфическая последовательность всех осмотренных нами во Франции местонахождений может быть представлена в следующем виде:

V	Баларук II	нижний виллафранк
IV	Сьерра-де-Ваке (Перпиньян)-Сет	русциний
III	Сельнёв-Вандарг	
II	Монпелье	
I	Монредон — (Норбонн)	поздний миоцен

Испания

28.IX после пересечения франко-испанской границы (недалеко от Перпиньяна по дороге на Херону) участники совещания въехали в северо-восточную зону Каталонии, в депрессию Ампурдан. Эта депрессия выполнена морскими и континентальными неогеновыми (миоцен — плиоцен) и четвертичными отложениями.

Морские плиоценовые отложения представлены здесь голубоватыми мергелями плезанса с обильной морской фауной моллюсков и фораминифер; они перекрыты желтоватыми мергелистыми и обломочными отложениями астия с Ostrea, Pecten, остатками мшанок, ежей и т. п.

Континентальные плиоценовые отложения представлены тремя фациальными разностями: мергелистые отложения с Tapirus arvernensis, Dicerorhinus megarhinus, Hipparion crassum, Anancus arvernensis и Zygolophodon borsoni; конгломераты красно-бурые, ископаемых не содержат; известняки озерные с обильной фауной моллюсков.

Слои конгломератов и известняков обычно залегают наклонно и изобилуют сбросами. Четвертичные отложения представлены в нижней части голубоватыми глинами и гравием с обломками моллюсков, выше залегает известковый ил с обильной флорой, около 25 м мощности, а в кровле залегают травертины. Известковый ил содержит остатки флоры 25 видов с Zelcova crenata, Laurus canariensis, Parrotia persica, Acer lactum, Pterocarya denticulata и др. Тут же встречены кости Leptobos etruscus (местонахождение в окрестностях оз. Бесалу). Возраст отложений определяется как дунай-гюнцское межледниковье.

По дороге из Бесалу в Баньолас развиты озерные отложения формации Пла де Усал. Она сформирована в низах разреза торфяниками, залегающими на отложениях плиоцена. В торфяниках содержатся остатки Leptobos etruscus, Equus robustus, E. stehlini. Выше залегают пески, перекрытые озерными известняками Пла де Усал. Известняки закарстованы, и в них обнаружены остатки Hipparion amphibius. На северном борту оз. Баньолас находится местонахождение млекопитающих *Бовила — Ордис*. Разрез этого местонахождения показан на рис. 2. В отвесной стенке карьера обнажаются (снизу):

1. Известковые глины с Pyrgidium modoti. Stagnicola billoti и др.
2. Песчанистые известняки с отпечатками Bithynia.
3. Глины синеватые.

В карстовых полостях известняков слоя 2, выполненных гравием, песками и глинами, содержатся остатки Elephas meridionalis, Rhinoceros sp., Cervus sp., Sus sp. и др. Вся упомянутая серия отложений перекрыта красноцветными глинами с Unio, Helix pomatia и др. К глинам слоя 1 прислонены по сбросу известковистые глины с прослоями сапропелитов, в которых были обнаружены остатки Hippopotamus amphibius major, Cervus sp., Bos sp. и фауна моллюсков Armiger crista, Bithynia tentaculata, Valonia pulchella и др. Возраст местонахождения — среднеплейстоценовый. Hippopotamus amphibius появляется в Испании в самом конце виллафранка. Этим отложениям соответствует верхняя травертиновая терраса оз. Баньолас с обильной фауной моллюсков.

Далее экскурсия направилась в *депрессию р. Эбро*. Эта депрессия существовала в качестве бассейна в третичное время. В центральной ее части находится г. Сарагосса. Неогеновые отложения представлены бурдигалом, виндабоном и понтом. В основании неогена залегают массивные гипсы с мергелистыми прослоями, выше — красные глины «Кодос» того

же возраста и в кровле — известняки и мергелистые известняки с кремнистыми желваками.

Современный рельеф отражает литолого-фациальные различия. Долина Эбро и ее притоков занимает широкую открытую депрессию, развитую на месте гипсоносной фации, легко поддающейся эрозии. Междуречья сложены массивными известняками. Четвертичные отложения представлены аллювием террас и формацией «гляссис». Это формация периода холодного аридного климата, располагающаяся у подножья известковых холмов. Отложения этой формации (делювиальные и пролювиальные) пенепленизируют рельеф и окаймляют флювиальные террасы. Они сложены продуктами разрушения известняков и гипсоносных

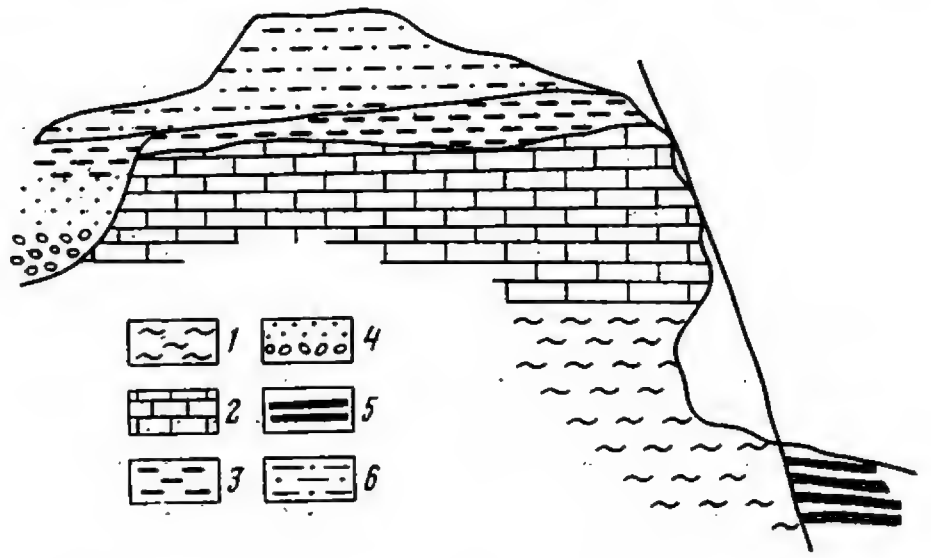


Рис. 2. Разрез Бовила — Ордис

1—3 — плиоцен: *1* — известковистые глины, *2* — песчаные известняки с Bithynia, *3* — синеватые глины; *4—6* — средний плейстоцен: *4* — карстовые выполнения в известняках слоя 2, пески и галечники с Elephas meridionalis, Rhinoceros sp., Cervus sp., Sus sp., *5* — известковистые глины с прослоями сапропелитов с Hippopotamus amphibius и др., *6* — красноцветные глины с Unio, Helix pomatia и др.

суглинков и имеют различный возраст. К низам четвертичной системы относится верхний уровень «гляссис». Он сохранился лишь на юго-западе г. Ла Муэлла по дороге на Калатаюд. На правом берегу р. Эбро сохранились три террасовых уровня. Верхняя 70-метровая терраса считается нижнечетвертичной. Однако, как террасовые отложения, так и «гляссис» не имеют точной хронологической привязки из-за отсутствия ископаемых и индустрии. Лишь в отложениях средней террасы были обнаружены остатки Elephas antiquus. Корреляция террас с морскими отложениями проблематична.

Депрессия Калатаюд расположена в восточном обрамлении Иберийских гор. Это уменьшенная копия долины Эбро — узкий тектонический ров, сформированный олигоценовыми движениями и заполненный неогеновыми отложениями. Последовательность фаций та же, что и в депрессии Эбро, но с более резкими широтными изменениями. В центре депрессии фации массивных гипсов, над которыми возвышаются озерные известняки. На окраинах депрессии обнажаются розоватые, слабо сцементированные конгломераты, перекрывающие границы рва и трансгрессивно залегающие на палеозое горных окраин. Современный рельеф точно отражает это строение. В центре — выработанная на известняках структурная платформа с гипсами на уступах. На окраинах развиты четвертичные отложения — «гляссис», нивелирующие слабо сцементированные четвертичные конгломераты, гипсы и известняки палеогена (рис. 3).

Торральба и Амброна. В центре Кастильского обрамления Иберийской кордильеры располагается Сьерра-Министра. К востоку от нее на высоте 40 м над руслом р. Амброна в коллювии и озерных отложениях на террасе находятся палеонтологические и археологические стоянки Торральба и Амброна.

Торральба дель Мараль — это маленькая уединенная деревня. Археологические и палеонтологические находки были впервые сделаны при строительстве дороги в 1888 г.

В 3 км вверх по течению в долине Амброны на правом берегу реки находится стоянка Амброна, обнаруженная в 1960 г. В 1962—63 гг. она исследовалась Биберсоном и Хауэллом. В 1963 г. здесь in situ был сделан музей (сделал его Э. Агирре).

В Торральбе выделяются три комплекса отложений. Нижний и средний комплексы разделяются красноцветной ископаемой почвой типа terra fusca. Верхний комплекс — холодный — относится, по мнению исследователей, к вюрмскому ледниковью; средний — холодный и гумидный — к рисскому ледниковью. Ископаемая почва — terra fusca образовалась в условиях мягкого, временами весьма гумидного климата гольштинского межледниковья. Нигде в верхнем и среднем комплексе нет археологических и палеонтологических находок. Оба эти комплекса отложений отсутствуют в Амброне.

Весь нижний комплекс относится, по мнению его исследователей, ко времени миндельского ледниковья и его интерстадиала (третьего интерстадиала). К отложениям этого комплекса сразу под ископаемой почвой приурочены палеонтологические остатки и ископаемая индустрия. Здесь были найдены: Anas sp. cf. platyrhynchos, A. sp. cf. creccu. Gallus sp., cf. aesculapii, Pterocles sp., Macaca sp., Canis mosbachensis, Panthera spelaea, Palaeoloxodon antiquus, Dicerorhinus hemitoechus, Equus caballus sp., Cervus sp., Dama sp. Bos sp. aff. primigenius.

Остатков человека не найдено. Каменная индустрия из известняков, кварцитов и кремня может характеризоваться как ашельская африканского типа. Примечательны костяные орудия, достоверно пользование огнем. По остаткам возраст этой стоянки может быть и миндель-рисским, но в данных широтах он может быть и древнее.

Террасовые отложения вложены в отложения верхнего триаса — мушелькальк и кейпер.

Лайна. В окрестностях пос. Лайна (провинция Сориа) в 1964 г. было открыто местонахождение фауны млекопитающих. С 1972 г. там проводятся систематические раскопки этого местонахождения, под руководством Э. Агирре. Местонахождение представляет собой карстовые выполнения в известняках нижнего лейаса, которые формируют структуру арагонских холмов. В настоящее время карстовый рельеф почти разрушен, остались лишь следы карстовых форм. Разрез местонахождения показан на рис. 4.

Фауна Лайны может быть коррелирована с фауной Перпиньяна, но Mimomys stehlini и Stephanomys donnesani более прогрессивны в Лайне. Это обстоятельство и появление рода Euryboos, характерного для верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена, а также находка Hyaena donnezani, показывают на возможность несколько более молодого возраста фауны Лайны по сравнению с Перпиньяном. Климат был в то время более теплый, чем сейчас (или даже жаркий). Условия приближались к условиям современной восточной и южной Африки.

Теруэль. Область Теруэль — это морфологическое подразделение восточной части Иберийских гор, высота которых 1100 м — 700 м. После длительного периода седиментации мезозойских, преимущественно морских, отложений в начале верхнего мела произошла регрессия. В это

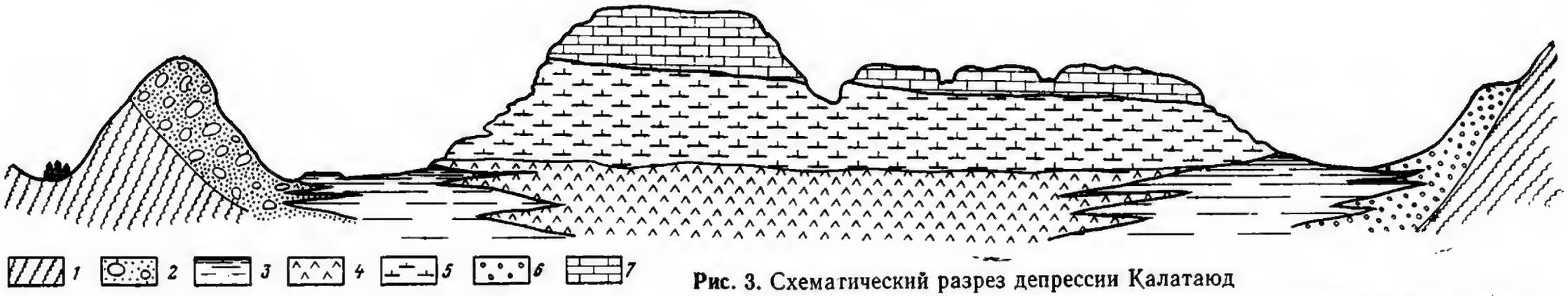


Рис. 3. Схематический разрез депрессии Калатаюд

1 — отложения палеозоя, нижнего и среднего миоцена; *2* — брекчия; *3* — ил и глина; *4* — гипс; *5* — мергель и известняк; *6* — конгломерат; *7* — известняк

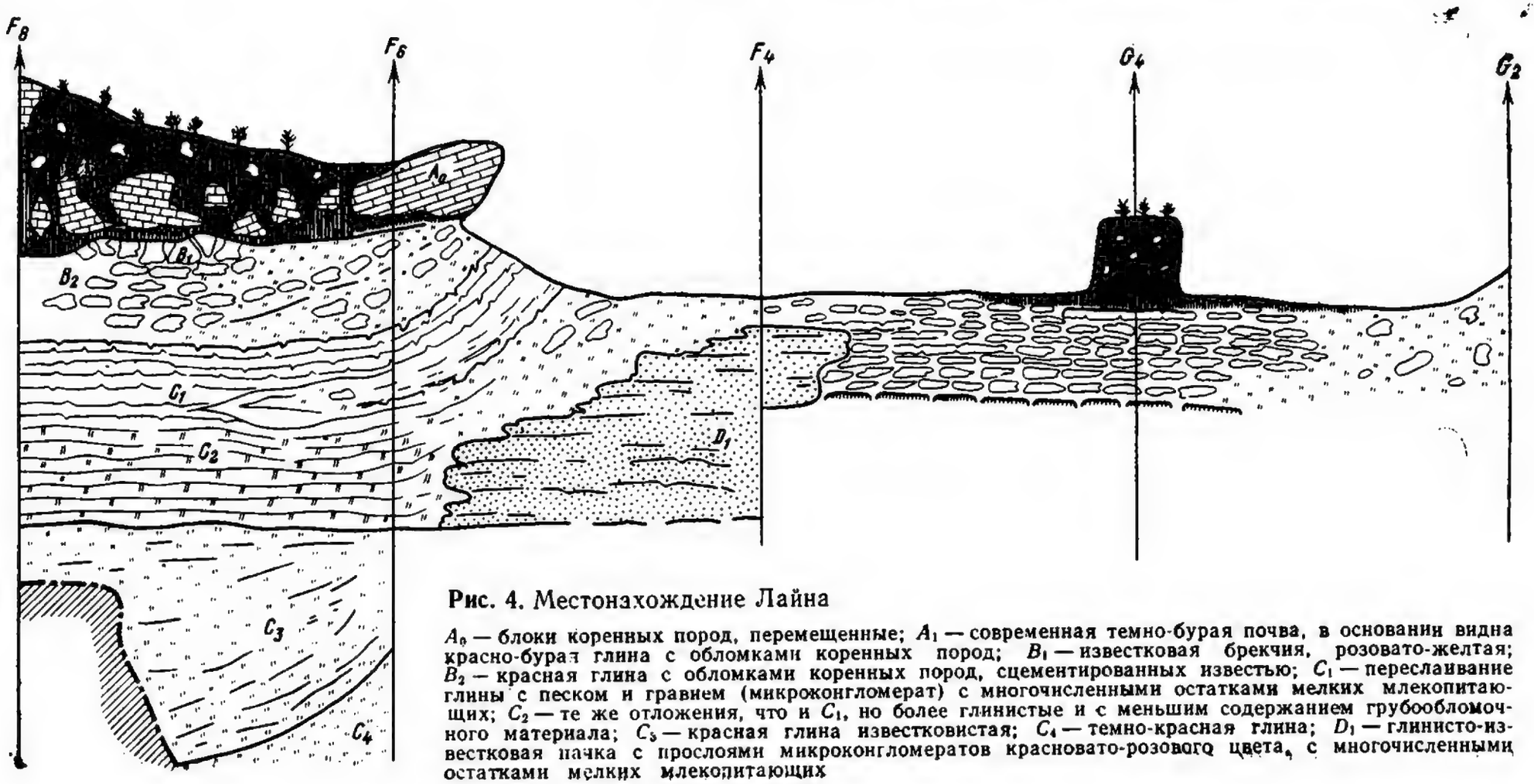


Рис. 4. Местонахождение Лайна

A_0 — блоки коренных пород, перемещенные; A_1 — современная темно-бурая почва, в основании видна красно-бурая глина с обломками коренных пород; B_1 — известковая брекчия, розовато-желтая; B_2 — красная глина с обломками коренных пород, сцементированных известью; C_1 — переслаивание глины с песком и гравием (микроконгломерат) с многочисленными остатками мелких млекопитающих; C_2 — те же отложения, что и C_1, но более глинистые и с меньшим содержанием грубообломочного материала; C_3 — красная глина известковистая; C_4 — темно-красная глина; D_1 — глинисто-известковая пачка с прослоями микроконгломератов красновато-розового цвета, с многочисленными остатками мелких млекопитающих

время образовались континентальные детритовые формации конца мела и эоцена. Миоцен Теруэля в основном континентальный, фации очень различны. На бортах депрессии, на контактах с мезозоем преобладают детритовые серии. Возраст этих серий — верхний понт (туролий). Образование Теруэльской депрессии произошло в неотектоническую послемиоценовую фазу. Неотектонические деформации обновили рельеф и привели к заполнению больших грабенов — эскарпов детритовыми формациями Пьедмонта. Они имеют верхнеплиоценовый (местонахождение Эскориелла) и нижнеплейстоценовый (местонахождение Пуэбло де Вальверде) возраст.

Наиболее интересным в Теруэльской области было посещение депрессии Сарион. В кайнозойском осадочном комплексе Сарионской равнины можно выделить различные формации.

1. Самые древние пески, глины и мергели нижне-среднемиоценовые.
2. Красноцветные конгломераты, пески и песчаники, относимые к понту — сарионская формация. Последующие исследования показали, что красноцветная сарионская формация относится в большей части к верхнему плиоцену. В центре депрессии она достигает мощности 150 м и более.
3. Формация Ла Пуэбла — в основном четвертичного возраста. Представлена песчаниками и брекчиями. Мощность около 40 м. Она перекрывает сарионскую формацию без существенного перерыва, а на бортах депрессии трансгрессивно залегает на мезозое.

Пуэбло де Вальверде — название маленькой деревни в 32 км от г. Теруэль. Остатки ископаемых млекопитающих располагаются в отложениях формации, завершающей осадконакопление данного бассейна. Они представлены суглинками, илами и песками с линзами плотной брекчии. Скелетные остатки распространены незакономерно. Местами формируют большие скопления, но все они находятся в горизонтальном положении и части их анатомически связаны. Тафономия их не изучена. Здесь встречены Macaca sp., Vulpes alapecoides, Ursus etruscus, Hyaena perrieri, Felis (Lynx) issiodorensis, Mammuthus meridionalis, Dicerorhinus etruscus, Equus stenonis var., Cervus phillisi и др.

Фауна позволяет относить данное местонахождение к началу четвертичной системы (зона Сен-Валье и Ла Купэ, или несколько более молодая, близкая к Сенезу, но все же более ранняя).

Формация Сарион. В центральной части равнины формация Сарион достигает наибольшей мощности. В разрезах у дороги наблюдаются выходы известняков и мергелей верхней юры, интенсивно разбитые сбросами, меланитизированные. В них развит карст. На известняках трансгрессивно залегает красноцветная формация Сарион (брекчии, чередующиеся с глинами и илами), они же заполняют карстовые полости в известняках местонахождения млекопитающих Серро де Лос Эспехос. По фауне возраст его считается промежуточным между Перпиньяном и Лайной (средний плиоцен).

Разрезы верхнего кайнозоя Леванта. После пересечения приморской равнины у Валенсии было сделано несколько коротких остановок с осмотром разрезов межгорных впадин, находящихся в пределах Иберийской горной системы. В бассейне Буньол вскрывается мощная толща чередования мергелей, глин и конгломератов. Из верхней части разреза происходит фауна млекопитающих, характерных для среднего миоцена. Затем были показаны разрезы местонахождения Вента дель Моро. В верхней части вскрывается аллювий, представленный чередованием конгломератов, песчаников и илов, которые подстилаются озерны-

ми известняками и калькаренитом с прослоями гиттий и лигнита. Из слоя лигнита происходят остатки фауны млекопитающих, характерных для перехода от туролия к русцинию. В слое лигнита также найдены растительные остатки, моллюски и остракоды, указывающие, в целом, на ландшафт саванного типа с относительно влажными сезонами. Местонахождение Вента дель Моро — одно из немногих местонахождений верхнего миоцена, в которых найдены в одних и тех же слоях остатки млекопитающих, моллюсков и растений.

Во впадине Альманда во время короткой остановки был осмотрен разрез серии Сима Гранде, которая вскрывается в крутых склонах холмов Мугрон. В основании разреза вскрываются сильно дислоцированные отложения морского миоцена. Выше с резким угловым несогласием залегают пролювиальные красноватые и оранжевые конгломераты, в которых наряду с галькой присутствует много угловатых обломков. Возраст пролювиальных отложений — средний или верхний плиоцен.

В районе г. Алькой участники экскурсии ознакомились с разрезами верхнего миоцена, плиоцена и нижнего плейстоцена. Из нижней части большого разреза при разработке пласта лигнита была собрана большая коллекция ископаемых млекопитающих, включая Anancus arvernensis, Hipparion crassum, Antheracomys ellenbergeri и др. Эта фауна, согласно представлениям испанских палеонтологов и геологов, характерна для переходных слоев от миоцена к плиоцену. После осмотра обнажения в городском археологическом музее в Алькое была показана фауна из этого и других местонахождений, а также большая коллекция палеолитических орудий из стоянок, исследованных в окрестностях Алькоя.

В районе, расположенном к югу от г. Аликанте, участникам экскурсии демонстрировались разрезы верхнемиоценовых и плиоценовых отложений, связанных с верхнекайнозойским седиментационным бассейном. В этом бассейне под руководством французского геолога С. Монтената в настоящее время проводится геологическая съемка; в районе устья р. Сегура был показан фациальный переход верхнемиоценовых морских отложений в континентальные. Переход от морских к лагунным и континентальным фациям участники экскурсии наблюдали также на ряде разрезов в бассейне р. Сегура и в окрестностях г. Сан-Мигуэль. Объяснения сопровождались демонстрацией палеогеографических схем, составленных Монтенатом. В окрестностях г. Сан-Мигуэль был показан контакт озерных мергелей и известняков Сан-Педро в красноцветной формации Сафина. Возраст нижней части разреза формации Сафина определяется калий-аргоновой датой, полученной для образцов из базальтового потока, установленного в нижней части этой формации, 1,5 млн. лет. В основании всей серии под мергелями Сан-Педро выделена толща глин и известняков, в которых определен комплекс планктонных фораминифер зоны 17 схемы Блоу.

Большой интерес представляла экскурсия в окрестностях дер. Либрилла (близ г. Мурсия) и в районе вулкана Баркуерос. В основании разреза в неогеновой депрессии Либрилла выделены морские тортонские отложения, в которых установлен комплекс планктонных фораминифер, соответствующий зоне 16 схемы Блоу. Выше залегают мергели и известняки верхнего миоцена с фораминиферами, относящимися к зоне 17 схемы Блоу. В верхней части мергелистой толщи установлено переслаивание базальтов и мергелей. Для базальтов и агломератов вулкана Баркуерос Куртисом и Ванкуверингом (США) были получены три калий-аргоновых даты: $6{,}20\pm0{,}3$ млн. лет, $6{,}45\pm0{,}1$ млн. лет и $6{,}79\pm\pm0{,}03$ млн. лет. Таким образом, было установлено, что вулканические образования Баркуерос соответствуют мессинию, стратиграфический интервал которого был определен Ванкуверингом в 1972 г. между 5 и

7 млн. лет.[2] В окрестностях дер. Либрилла наблюдается контакт морской толщи с континентальными красноцветными конгломератами и галечниками, заключающими остатки мелких млекопитающих и гиппарионов. Эта фауна включает отдельные элементы, типичные для фауны туролия (мессиний), а также некоторых представителей, характерных для плиоцена. Она представляет, по-видимому, самую верхнюю доплиоценовую фауну. Затем были осмотрены разрезы в нескольких пунктах в бассейне База. Плиоценовые и нижнеплейстоценовые мощные сильно загипсованные песчано-глинистые, песчаные толщи и конгломераты относятся к так называемому «посторогенному периоду» складчатой зоны Бетики.

В районе Куллар де База озерные серые горизонтально-слоистые глины с прослоями лигнита, перекрывающие грубообломочную толщу, заключают фауну млекопитающих с Archidiskodon meridionalis, Equus stenonis, Eucladoceros serezensis и др. Эта фауна коррелируется испанскими палеонтологами и геологами с фауной Сенеза (1,6 млн. лет), а заключающие ее озерные отложения сопоставляются с серией Сафина в районе Аликанте. В окрестностях г. Гранада, в тектонической межгорной впадине Гранады на нескольких обнажениях был показан полный разрез от миоцена до верхнего плейстоцена. Неогеновые и нижнечетвертичные отложения повсеместно сильно дислоцированы, наибольшее развитие имеют грубообломочные толщи, отражающие активное тектоническое развитие окружающих горных сооружений. Большая часть разреза представлена отложениями формации Альфакар, которая разделяется на четыре горизонта: 1 — конгломераты, фациально замещающиеся морскими глинами (миоцен); 2 — глины Техарес (миоцен); 3 — алевриты Круз дель Визо (мессиний), 4 — озерные мергели с моллюсками (плиоцен). Формация Альфакар перекрывается красноватыми глинами формации Кун, с которыми связана фауна млекопитающих типа Перпиньян и Лайна. В районе дер. Хун в глиняном карьере и в выемках дороги был показан практически полный разрез формации Альфакар. В карьере видно, как серые и желтовато-серые глины горизонта 2 формации Альфакар образуют антиклинальную складку. Из слоя лигнита этого горизонта происходят остатки Hipparion sp., Zygolophodon.

Центральная часть впадины Гранады представляет собой область интенсивного прогибания. Она окружена пролювиальными шлейфами — «гляссис», из которых известны остатки Archidiskodon meridionalis, Dicerorhinus etruscus, Equus stenonis, свидетельствующие о виллафранкском возрасте пролювия. В пролювиальные отложения врезаны террасы р. Генил. С аллювием террасы Кортихор, имеющей высоту около 10 м, связаны остатки Mammuthus trogontherii (рис. 5). Соотношение пролювиальных образований и террасового аллювия наблюдалось в карьере Церрило дель Чато.

Экскурсия в районе Гранады закончилась посещением большого обнажения в Вента дель Белао. Здесь среднемиоценовая красноцветная моласса и перекрывающие ее морские миоценовые отложения, образующие антиклинальную складку, разбиты более молодыми дизъюнктивными нарушениями. Последние выражены в серии блоков, опускающихся каскадом в южном направлении в сторону долины р. Какин и расположенной за ней горной системы Сьерра-Невада. Из Гранады участники совещания самолетом были доставлены в Мадрид.

Последняя экскурсия состоялась в *район Толедо и Киудад-Реалс* к югу от Мадрида.

[2] Позже работами Ванкуверинга, Берггрена и др. было показано, что «мессиний» занимает в геохронологической шкале интервал между 5 и 6,5 млн. лет (доклад В. А. Берггрена на сессии Коллоквиума в Мадриде).

В окрестностях Толедо участники экскурсии ознакомились с геоморфологией долины р. Тахо, которая представляет собой чередование расширений и пережимов. В пределах расширений хорошо выражена серия эрозионно-аккумулятивных террас. Самая древняя имеет высоту 150—180 м над уровнем воды. С аллювиальными отложениями более низких террас связаны находки остатков млекопитающих: Archidiskodon meridionalis (терраса 50—70 м), Mammuthus trogontherii (терраса 30 м) и др. Из-за резкого колебания высоты террас на разных участках долины их сопоставление считается невозможным.

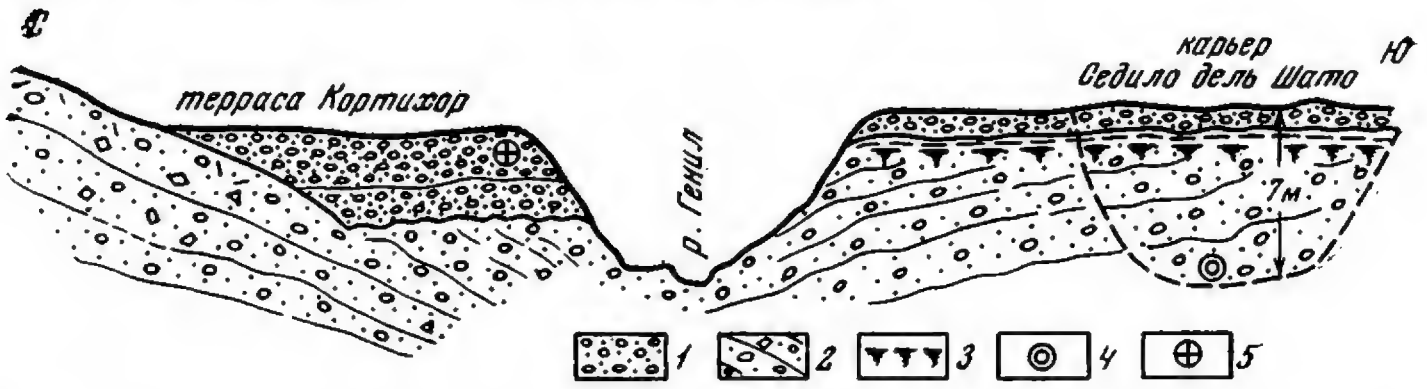


Рис. 5. Схема соотношения четвертичных отложений в центральной части депрессии Гранада

1 — аллювий террас р. Генил: песок, галечник, конгломерат; *2* — пролювий (глясис): конгломерат, рыхлый песчаник, алеврит с галькой; *3* — глина; *4* — остатки млекопитающих из пролювиальных отложений верхнего виллафранка: Archidiscodon meridionalis, Equus stenonis, Dicerorhinus etruscus, Capreolus sp., Leptobos sp. cf. etruscus, Cervidae Bovidae; *5* — остатки Mammuthus trogontherii в аллювии террасы Кортихор

К югу от г. Толедо в пределах пьедмонта горной системы Толедо в нескольких обнажениях демонстрировался разрез формации Ранья[3]. Формация Ранья состоит из серии наложенных кор выветривания и красных почв. Процессами выветривания захвачены граниты, аллювиальные и пролювиальные галечники, пески и алевриты. В обнажении на абс. высоте около 730 м на сильно выветрелых гранитах (глинистые минералы в основном представлены иллитом и каолинитом при незначительном участии монтмориллонита) залегает серия красных сильно глинистых алевритов с гальками, поверхность которых покрыта коричневой или бурой коркой типа «пустынного загара». Разрез в этом обнажении заканчивается красноцветной почвой. Изучение вещественного состава и геоморфологического положения формации Ранья позволило испанским геологам предложить палеоклиматическую реконструкцию для отрезка плиоцена, относящегося ко времени образования этой формации. Так устанавливается, что в середине плиоцена в условиях теплого и гумидного климата происходило глубокое химическое выветривание гранитов. Затем климат изменился и галечники, залегающие на гранитах, подвергались «пустынному загару» в жарком аридном климате. Аридный климат имел существенное значение и в более позднее время (вероятно, в плейстоцене), что нашло отражение в красноцветном типе почв, развитых на алевритах и галечниках.

Экскурсия закончилась в районе Кампо де Калатрава (близ г. Сиудад-Реалс), где в ряде обнажений был показан разрез верхнекайнозойских отложений, считающийся одним из опорных в центральной Испа-

[3] То же самое название имеет обширная наклонная равнина к северу от горной системы Толедо. Испанские геологи выделяют ее по красно-коричневому цвету выветрелых галечников и алевритов.

нии. В этом разрезе благодаря достаточно четко выраженному соотношению осадочных и вулканогенных образований были выделены и датированы три фазы вулканизма: 1 — верхнего миоцена; верхнемиоценовые известняки подстилаются вулканогенными образованиями, а в толще известняков присутствуют вулканические бомбы; 2 — плиоценовый вулканизм; вулканогенно-осадочная серия заключает остатки Anancus arvernensis, Hipparion rosinantis и других млекопитающих, относящихся к нижнему русцинию (ко времени, непосредственно предшествовавшему образованию формации Ранья); 3—плейстоценовая поствиллафранкская вулканическая фаза. Невысокие вулканические конусы, частично денудированные, выражены в рельефе. В долине р. Гуадриана поток лавы перекрывает аллювий террасы, из которого происходят остатки Archidiskodon meridionalis. Возраст этой последней вулканической фазы на основании корреляции охарактеризованных фауной аллювиальных отложений террас бассейна р. Хабалон и геоморфологии района Кампо де Калатрава предположительно определяется как доминдельский.

Вечером 9.X участники экскурсии вернулись в Мадрид.

Следует отметить хорошую организацию этой очень сложной и исключительно полезной в научном отношении экскурсии. По территории Франции и Испании были изданы путеводители, соответственно на французском и испанском языках.

В качестве руководителей привлекались специалисты — геологи и палеонтологи, ведущие исследования в районах, через которые проходил маршрут экскурсии. Во время посещения некоторых разрезов обсуждались также возможные дальнейшие направления исследований с целью разработки более детальной стратиграфии верхнего кайнозоя этой части Пиренейского полуострова.

* * *

На заключительном заседании в Мадриде состоялся отчет о деятельности Подкомиссии по границе между неогеновой и четвертичной системами INQUA за 1973—74 гг. и была принята программа дальнейшей ее работы. Были доложены также результаты заседания членов Рабочей группы по позвоночным, Комитета по стратиграфии неогена Средиземноморья, а также результаты первого заседания Рабочей группы по проекту МПГК ЮНЕСКО «Граница между неогеном и четвертичной системой».

Участие в Международном коллоквиуме по биостратиграфии континентальных верхненеогеновых и нижнечетвертичных отложений, проходившем во Франции и Испании, имело большое значение. Оно дало возможность ознакомиться с новейшими достижениями зарубежных исследователей в области палеонтологии млекопитающих и корреляции кайнозойских континентальных отложений, в первую очередь в пределах Средиземноморской области, а также и в других странах Европы и Америки (по докладам делегатов коллоквиума). Ознакомление с материалами по неогеновым и нижнечетвертичным млекопитающим юга Франции и Восточной Испании, а также с геологическими условиями их местонахождений позволяет выдвинуть задачу дальнейшего сравнительного изучения кайнозойских фаун позвоночных и, прежде всего, мелких млекопитающих, эквид и хоботных, важное стратиграфическое значение которых не подлежит сомнению. Это, в свою очередь, имеет первостепенное значение для решения вопросов дальней корреляции континентальных верхненеогеновых и нижнечетвертичных отложений, а частично и континентальных отложений с морскими, поскольку в них также в ряде случаев содержатся остатки млекопитающих.

Нужно отметить, что в Монпелье, где происходило открытие Коллоквиума, в настоящее время существует наиболее сильная группа специалистов по изучению мелких млекопитающих неогена и квартера, которые приобретают все большую стратиграфическую ценность. Отметим также тесное содружество между учеными Франции и Испании в данной научной области.

Важное значение имело подробное обсуждение и принятие предварительно разработанной И. Мейном (Франция) при участии членов Рабочей группы по позвоночным Комитета по стратиграфии неогена Средиземноморья зональной схемы по млекопитающим континентального неогена Средиземноморья.

Таким образом, уровень развития науки в области биостратиграфии континентальных верхненеогеновых и нижнечетвертичных отложений во Франции и Испании несомненно находится на должной высоте.

Однако, задачи дальней корреляции континентальных отложений и континентальных с морскими, а также отложений континентов и океанов в целом, являющихся одними из первоочередных в настоящее время, требуют применения комплекса методов при изучении данных отложений. Кроме биостратиграфических, необходимы также климатостратиграфические, литологические и палеопедологические исследования, а также применение физических методов исследования (палеомагнетизм, радиологические методы). В этом отношении в научных учреждениях Франции и особенно Испании сделано еще недостаточно. В Испании практически отсутствуют применение физических методов исследования для изучения верхнекайнозойских отложений и специалисты в этих областях знания. Недостаточно изучается и геология основных местонахождений остатков млекопитающих.

В заключение необходимо отметить несомненную полезность личных контактов с зарубежными специалистами для дальнейшего более тесного научного сотрудничества в целях научного прогресса.

И. К. ИВАНОВА

О ПОЕЗДКЕ В ФЕДЕРАТИВНУЮ РЕСПУБЛИКУ ГЕРМАНИИ НА СИМПОЗИУМ ЛЁССОВОЙ КОМИССИИ ИНКВА, ОБЩЕЕ СОБРАНИЕ И ПОЛЕВЫЕ МАРШРУТЫ ДЕЙКВА

(16—30 сентября 1974 г.)

В поездке в ФРГ участвовало 5 советских геологов и географов: И. А. Волков, И. К. Иванова, А. С. Кесь, Т. Д. Морозова, И. Л. Соколовский.

Программа работы группы советских ученых состояла из трех частей.

1. Участие в работе очередного Симпозиума Лёссовой Комиссии Международного Союза по изучению четвертичного периода — ИНКВА, начавшейся в г. Мюнхен и закончившейся в Хофхейме на Таунусе (17—20.IX).

2. Участие в Общем Собрании (происходит раз в два года) геологов четвертичников ФРГ, объединяемых ДЕЙКВА [1], с экскурсиями в области Нижнего Майна и Таунуса (21—24.IX).

[1] ДЕЙКВА — Комитет по изучению четвертичного периода в ФРГ.

3. Повторение научных экскурсий по программе Международных геологических корреляций по проблеме «Четвертичные оледенения в северном полушарии», проведенных в 1973 г. в бассейне Среднего и Нижнего Рейна (25—28.IX).

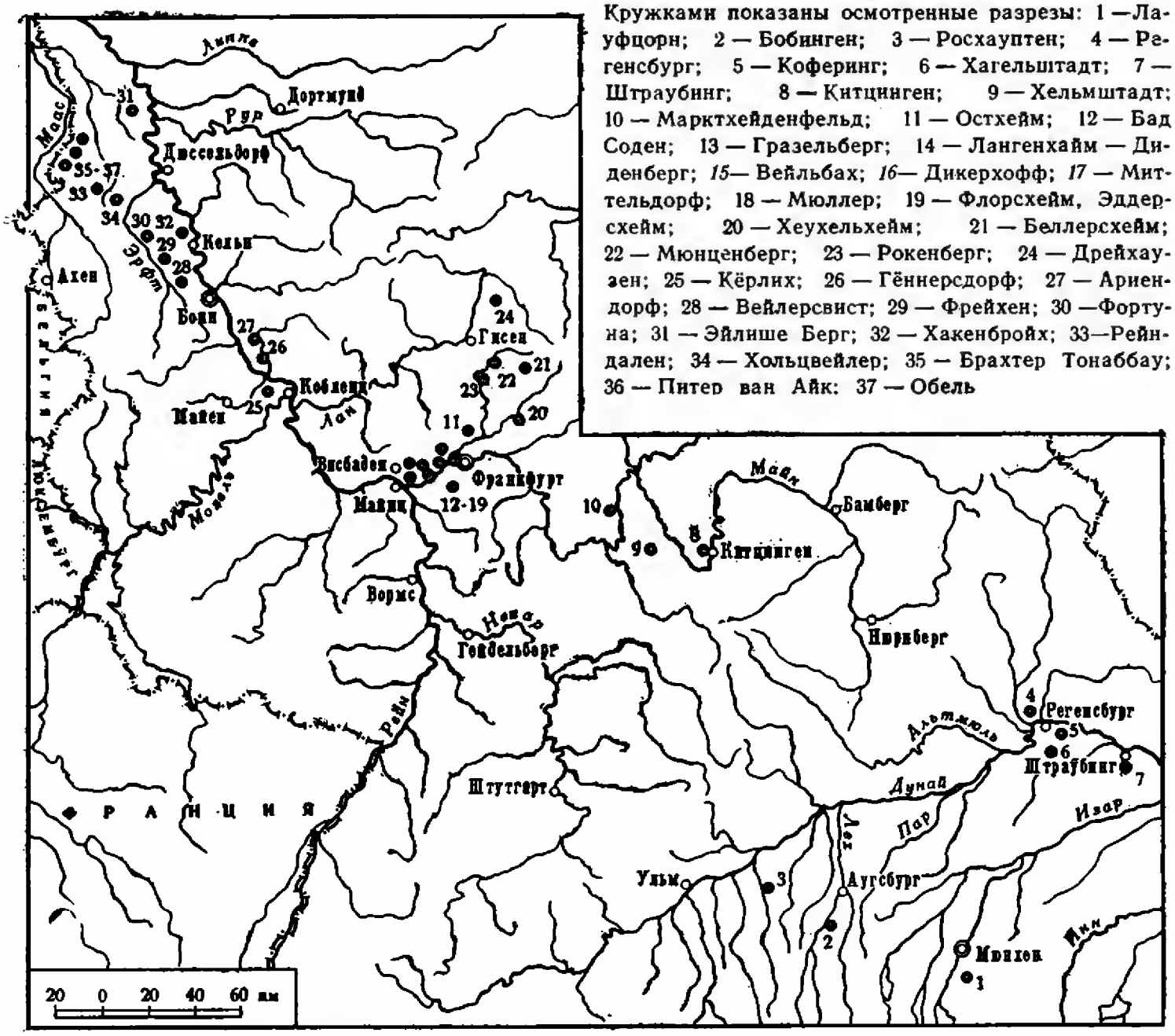
Таким образом, фактически группа приняла участие в трех отдельных мероприятиях. Все они состояли из полевых маршрутов с осмотром геологических разрезов, кроме двух дней заседаний ДЕЙКВА (21 и 22.IX). Научно-организационные заседания Лёссовой Комиссии ИНКВА проводились в вечернее время, после экскурсий.

СИМПОЗИУМ ЛЁССОВОЙ КОМИССИИ ИНКВА

Работа Лёссовой Комиссии ИНКВА была начала 17.IX, как обычно, с экскурсий. В программу последних входил осмотр лёссового покрова разнофациальных областей, расположенных к югу и, главным образом, к северу от Мюнхена: северные предгорья Восточных Альп, на которых развиты моренные отложения, распространяющиеся отдельными языками к северу; правобережье Дуная — область развития предгорных моласс и широкого распространения покровных галечников; Швабско-Франконская ступенчатая страна; плоскогорье Шпессарт с абс. высотами до 600 м над у. м., сложенное пестроцветными песчаниками и кристаллическими породами; Верхне-Рейнская низменность (грабен), где широко развиты третичные и четвертичные породы при абс. высотах 100—200 м над у. м.,— последняя область в программе маршрутов Лёссовой Комиссии ФРГ (рис. 1).

Возрастное расчленение четвертичных отложений северных предгорий Альп проводится по следующей схеме:

Голоцен	Торф и галечники		
Верхний плейстоцен	Вюрм	Вюрмская морена	Галечники низкой террасы
	Рисс-вюрм	Галечники, углистые сланцы, озерные мергеля	
Средний плейстоцен	Рисс	Рисская морена	Галечники высокой террасы
	Миндель-рисс	Галечники	
Нижний плейстоцен	Миндель	Миндельская морена	Молодые покровные галечники
	Гюнц-миндель	Галечники	
	Гюнц	Гюнцское оледенение	Древние покровные галечники
Древний плейстоцен	Несколько похолоданий, прерываемых потеплениями. Дунай	Древнейшие галечники	
Плиоцен	Понт	Мергеля и пески («флинц»)	



Кружками показаны осмотренные разрезы: 1 — Лауфцорн; 2 — Бобинген; 3 — Росхауптен; 4 — Регенсбург; 5 — Коферинг; 6 — Хагельштадт; 7 — Штраубинг; 8 — Китцинген; 9 — Хельмштадт; 10 — Марктхейденфельд; 11 — Остхейм; 12 — Бад Соден; 13 — Гразельберг; 14 — Лангенхайм — Диденберг; *15*— Вейльбах; *16*— Дикерхофф; *17* — Мительдорф; 18 — Мюллер; 19 — Флорсхейм, Эддерсхейм; 20 — Хеухельхейм; 21 — Беллерсхейм; 22 — Мюнценберг; 23 — Рокенберг; 24 — Дрейхаузен; 25 — Кёрлих; 26 — Гённерсдорф; 27 — Ариендорф; 28 — Вейлерсвист; 29 — Фрейхен; 30 — Фортуна; 31 — Эйлише Берг; 32 — Хакенбройх; 33—Рейндален; 34 — Хольцвейлер; 35 — Брахтер Тонаббау; 36 — Питер ван Айк; 37 — Обель

Рис. 1. Обзорная карта маршрутов

В первый день экскурсий был осмотрен разрез карьера Лауфцорн у Грюнвальда, находящийся в 15 км к югу от Мюнхена в пределах рисского ледникового языка бассейна р. Изар. Ледниковые отложения прикрыты здесь покровными суглинками небольшой мощности, имеющими в нижней части следы солифлюкционного перемещения и примесь моренного материала. В верхней части рисской морены наблюдаются довольно интенсивные следы выветривания и почвообразования, относимые к рисс-вюрмскому времени (почва парабраунерде — псевдоглей). По всему разрезу прослеживается система полигональных мерзлотных трещин.

Рисская и более древние морены сохранились в основном в пониженных частях рельефа; вюрмская морена образует возвышенные участки (до 80 м) и лишена суглинистого покрова. Обнажение ее было показано в карьере Дейнингер Вейхер, на холме, поросшем сосновым лесом. Здесь на 10—12 м были видны несортированные некрупные галечники, вверху имеющие следы слоистости (флювиогляциальной) и морозных воздействий, залегающие прямо под почвой. Область альпийских предгорий отличается значительной влажностью (более 900 мм осадков в год). При продвижении на северо-запад осуществляется переход к следующей, т. н. средней, более сухой фациальной области, где покровные суглинки (Staublehme) сменяются лёссовидными (Lösslehme).

В г. Ландсберг на р. Лех можно было видеть сцементированные галечники миндельского возраста, известные в альпийских предгорьях под названием нагельфлю.

Типичным разрезом для средней фациальной области является расположенный севернее разрез у Бобингена, в 15 км к югу от Аугсбурга в гравийном карьере Лаутера. Здесь на галечниках высокой (рисской) террасы развита зона выветривания — почва рисс-вюрмского возраста, прикрытая небольшим прослоем солифлюкционных образований, и выше 3,5 м — толщей лёссовидных суглинков, содержащих уровень оглеения с пятнами ожелезнения, описываемый как тундро-глеевая почва (Nassboden).

От Бобингена маршрут экскурсий шел на север до Аугсбурга, и затем на запад по направлению к Ульму, пересекая т. н. Цузамское плато, сложенное третичными молассами, прикрытыми выветрелыми «молодыми» покровными галечниками флювиально-гляциального происхождения. На прорезающих плато реках — правобережных притоках Дуная: Цузам, Миндель, Каммлах, Гюнц — выделяется серия террас времени рисского оледенения. В долине р. Миндель сохранились отдельные острова, сложенные галечниками миндельского возраста.

Следующий разрез, осмотр которого входил в программу маршрута, Росхауптен, расположен в середине Цузамского плато между Аугсбургом и Ульмом, на правом берегу р. Миндель. Здесь в заброшенном кирпичном карьере изучена толща суглинков мощностью более 10 м, залегающая на сильно выветрелых галечниках, которым приписывается гюнцский возраст. В лёссовой толще выделяются четыре ископаемых почвы, из которых нижние относятся к типу псевдоглей, а верхние представлены парабраунерде. Таким образом здесь представлен гораздо более полный разрез, чем в Бобингене.

Первый ночлег участников экскурсии состоялся в г. Цузмарсхаузене.

На следующий день маршрут проходил через Аугсбург в Мюнхен, а оттуда к северо-востоку, в район Регенсбурга на Дунае. На этом участке реки также широко развиты плейстоценовые террасы [2] и наблюдается известная закономерность в распространении на них покровных отложений.

На низкой (W) террасе нет покрова; иногда имеется небольшая покрышка позднеледниковых суглинков или эоловых песков. На высокой (R) террасе — один покров лёссов. На самой высокой (M) террасе — две лёссовых пачки с интергляциальной почвой между ними. На более высоком уровне (G) — мощная почва (пойменная фация) и покров по крайней мере с тремя ископаемыми почвами.

В холмистой области развития третичных моллас на правобережье Дуная значительный покров рыхлых отложений наблюдается также на восточных пологих склонах отдельных гряд.

Один из наиболее интересных лёссовых разрезов Баварии — разрез к северу от Регенсбурга на левом берегу Дуная. Развитые здесь отложения состоят из двух пачек. Нижняя представлена горизонтально залегающей аллювиальной серией, состоящей из галечников, переходящих в пески, и выше — в песчанистые глины пойменного типа, имеющие следы псевдооглеения. Выше залегает 5-метровая толща песчанистых суглинков такого же типа, в связи с чем здесь поставлен вопрос о появлении особо мощной погребенной почвы (Riesenboden).

Эти отложения с резким несогласием перекрываются толщей лёссов с тремя ископаемыми почвами (псевдооглеенные парабраунерде), которые лежат наклонно и раздуваются вниз по склону, срезая

[2] Выше Регенсбурга река имеет на небольшом отрезке узкую долину, прорезающую горы Франконской Юры.

аллювиальную свиту. Предполагается, что базальные галечники древнее гюнца, а почвы в лёссовой толще имеют интергляциальный характер. Низкое залегание древнего аллювия объясняется тектоническим воздействием. Считается, что здесь находится край зоны медленного погружения.

На правом берегу Дуная было осмотрено три лёссовых обнажения. Обнажение в большом кирпичном карьере Хагельштадт, сопоставляется по характеру с Регенсбургским. В разрезе карьера можно было наблюдать в верхней 5-6-метровой толще не менее трех коричневато-красноватых почвенных горизонтов. Ниже шла осыпь, а у дна карьера наблюдалась оглеенная толща.

В обнажении Коферинг была показана толща лёссовидных отложений, залегающая на галечниках самой древней (M?) террасы. Она представлена суглинками пойменного характера (R), на которых развита ископаемая почва типа парабраунерде (RW) со следами последующего оглеения. Далее следуют две пачки лёссовидных суглинков, разделенных бурой почвой небольшой мощности.

В разрезе на южной окраине г. Штраубинг, демонстрировалась небольшая толща лёссовидных отложений, расположенная на галечниках рисской террасы. Непосредственно на галечниках развита рисс-вюрмская почва (парабраунерде) и выше — толща лёссовидных суглинков с двумя горизонтами оглеения (т. н. нассбоден). Верхние 1,5 м суглинков, богатые фауной моллюсков с преобладанием Succinea, имеют облик типичных лёссов.

Вечером в г. Штраубинг состоялось первое заседание Лёссовой Комиссии. На нем рассматривались следующие вопросы:

1. Состояние работы над Лёссовой картой, доложенное проф. Г. Хаазе (Лейпциг).
2. Подготовка издания к Бирмингемскому Конгрессу 1977 г.
3. Определение места следующих собраний Лёссовой Комиссии (1975 и 1976 гг.).

Все эти вопросы вызвали общее оживленное обсуждение. Были приняты следующие решения:

1. Считать составленный вариант карты окончательным и сосредоточить дальнейшую работу над объяснительной запиской к ней. Считать необходимым дополнить количество опорных разрезов, отмеченных на карте для территории СССР.
2. Предложить членам Лёссовой Комиссии обдумать форму и содержание специального издания по лёссам к Бирмингемскому конгрессу и представить по этому поводу свои предложения.
3. Принять предложение присутствующих французских ученых о проведении Лёссового Симпозиума 1975 г. на территории Франции.

Обратиться с просьбой в Академию наук СССР о проведении Лёссового Симпозиума 1976 г. в Советском Союзе на территории Украины.

На следующий день состоялся длительный переезд на северо-запад. В связи с неравномерностью поднятия этой области (более сильного на северо-западе) в этом направлении выходят все более и более древние породы, обуславливая соответствующий характер рельефа.

Сначала была пересечена высокая поверхность Франконского Альба — область развития рифовых известняков и доломитов мальма, затем ступень, сложенная нижним мальмом и песчаниками доггера, далее — денудационная поверхность, образованная глинами лейяса и песчаниками кеупера.

Лёссовидные породы развиты в этих областях слабо, отдельными пятнами, преимущественно на склонах возвышенностей.

В области Майн-Франконской плиты, сложенной древнейшим кеупером (глины, мергель, гипсы) и карбонатными породами, известными под

названием мушелькальк, лёссы и лёссовидные образования распространены более широко и тяготеют в основном к долине Майна. На высоких поверхностях мощность их ничтожна. На пологих восточных склонах она увеличивается до 10 м.

На Майне выделяется большая серия террас. Ученые ФРГ предполагают, что в верхнеплиоценовое время река имела течение к югу и являлась притоком Дуная. В это время был сформирован комплекс террас высотой 90, 75, 65 и 55 м. Далее произошел глубокий врез, Майн изменил свое направление и повернул на запад, стал впадать в Рейн, образуя комплекс более низких террас — высотой 30, 25, 15, 10 и 3—4 м.

В районе г. Вюрцбург было осмотрено три лёссовых обнажения.

Одно из них — на левом берегу Майна, юго-восточнее Вюрцбурга — обнажение у Китцингена. Здесь в кирпичном карьере Павел и Беккер обнажается лёссовая толща склонового типа, мощностью около 7 м, с падением слоев на восток.

Это — первое обнажение, рассмотрение которого поставило вопрос о детальном расчленении вюрма. На лёссах рисского возраста (видимая мощность 1,5—2,0 м) хорошо развита интергляциальная (RW) почва типа парабраунерде, и выше — две черноземовидные почвы с кротовинами, разделенные небольшим прослоем делювиальных суглинков. Высказывается предположение о их принадлежности к аммерсфорду и брёрупу. В верхней части разреза развита бурая почва, сопоставляемая с штильфридом В.

Разрез Хельмштадт находится на склоне сухой долины в 15 км западнее Вюрцбурга. В кирпичном карьере здесь вскрывается еще более полный разрез лёссов и ископаемых почв, падающих на ВЮВ, так что в ЗСЗ-направлении выходят все более и более древние отложения. На выветрелой поверхности мергеля серии мушелькальк залегает 5-метровая толща лёссов и выше — лёссы с четырьмя ископаемыми почвами типа парабраунерде, верхняя из которых датируется рисс-вюрмским временем. Над ней — гумусированная зона, слабо оглеенная бурая почва Лонер (выделена А. Земмелем, сопоставляется в возрастном отношении с почвой Штильфрида В), и выше — лёссы с двумя уровнями оглеения.

Разрез Марктхейденфельд находится в 30 км к западу от Вюрцбурга. Он интересен тем, что в основании лёссовой толщи выходят пески и галечники аккумулятивной 55-метровой террасы Рейна. С галечниками связаны сланцеватые глины с торфянистыми прослоями, датируемые кромером («четвертое оледенение от наших дней»). Выше залегает лёссовый покров с тремя горизонтами ярко-бурых выветрелых почв типа парабраунерде.

Этот день был закончен в г. Золингене на Майне, где еще раз обсуждались детали, относящиеся к лёссовой карте.

Маршрут от Золингена следовал на северо-запад через лесистое плоскогорье Шпессарт, глубоко расчлененное притоками Майна. Восточный Шпессарт сложен пестроцветными песчаниками нижнего триаса, западный — кристаллическими породами. Крупный сброс отделяет Шпессарт от системы Верхне-Рейнского грабена, расположенного в низовьях Майна. Рейн-Майнская низменность слагается значительной толщей третичных и четвертичных образований. Лёссовый покров, залегающий на Шпессарте редкими разрозненными пятнами, занимает здесь большие площади и достигает значительной мощности. В нем содержатся горизонты погребенных почв и прослои вулканических пеплов и туфов, образовавшиеся в результате плейстоценовых извержений в этой области. Туфы различного состава получили собственные наименования и во многих случаях являются маркирующими.

Одним из наиболее полных и важных лёссовых разрезов этой области

считается разрез Остхейм в заброшенном карьере кирпичного завода к югу от Остхейма в 15 км к северо-востоку от г. Франкфурт на Майне.

В стенах карьера глубиной до 15 м наблюдается сложная толща, в основании которой залегает псевдооглеенная почва. Далее следуют три почвы типа парабраунерде (их Bt горизонты). Между ними в лёссах прослеживаются зоны переотложенного материала и прослои туфов. Над второй снизу (MR?) и третьей (RW) почвами видны характерные зоны, обогащенные гумусом. Между этими почвами в лёссах (R) закономерно отмечается несколько горизонтов оглеения (нассбоден). Хорошо выражена внутривюрмская почва Лонер с зоной переотложенного материала над ней, выше — зона оглеения и характерный прослой т. н. эльтвиллерского туфа в лёссах.

В западной части этого карьера наблюдалось интересное явление: внедрение вверх криотурбированного локального участка латеритизированной коры выветривания базальтов темно-красного цвета.

Во втором карьере к западу от Остхейма был показан менее полный (начиная с второй почвы парабраунерде), но совершенно аналогичный разрез.

Интересный разрез лёссов, в которых выделено 8 горизонтов ископаемых почв Bt типа парабраунерде, был показан в большом образующем амфитеатр карьере у Бад Содена на Таунусе.

В основании этого разреза залегают галечники местного происхождения, подстилаемые верхнеплиоценовыми глинами. На галечниках развита почва типа псевдоглей и далее 15-метровая толща лёссов с 8 ископаемыми почвами, гумусированными зонами, прослоями вулканических туфов и т. д. Ниже верхней почвы типа парабраунерде, как и в предыдущих разрезах, прослеживаются уровни оглеения. В верхней вюрмской части разреза видна почва Лонер.

Возраст и стратиграфическое значение почвенных горизонтов разреза Бад Соден остаются неясными. Вряд ли можно считать все эти почвы интергляциальными. Интересно отметить, что палеомагнитные исследования отложений, взятых над базальной оглеенной почвой, показали обратную намагниченность.

Два разреза лёссов были осмотрены в окрестностях г. Висбадена: в карьерах Шпейхер у Газельберга и Ам Бингерт.

Разрез Шпейхер. На галечниках неясного возраста залегают рисские лёссовидные суглинки, выше следуют Bt горизонт ископаемой почвы, зона, обогащенная гумусом, лёссы с серией оглеенных горизонтов и красновато-бурая почва (эквивалент почвы Лонер). Выше следуют лёссы с прослоями эльтвиллерского туфа и несколькими зонами оглеения над ними.

Разрез Ам Бингерт — сходный, но сокращенный (начиная с интергляциальной почвы).

На этом закончилась работа Лёссовой Комиссии. Участники экскурсии прибыли в небольшой г. Хофхейм, находящийся между Висбаденом и Франкфуртом на Майне, у подножия возвышенности Таунус. Здесь должна была проводиться основная работа ДЕЙКВА.

ОБЩЕЕ СОБРАНИЕ ДЕЙКВА

Общее собрание ДЕЙКВА в Хофхейме продолжалось два дня (21 и 22.IX — по три заседания в день). После этого два дня было посвящено экскурсиям.

В заседаниях участвовало около 180 представителей разных специальностей, изучающих историю четвертичного периода, в том числе

приглашенные из других стран: Австрии, Бельгии, Болгарии, Венгрии, ГДР, Нидерландов, Дании, Канады, Польши, Румынии, СССР, США, Франции, Чехословакии, Швейцарии, Швеции, Югославии.

В первый день утром на открытии Собрания выступил с приветственной речью Председатель ДЕЙКВА проф. А. Земмель и проф. Шёнхальс. Выступление последнего было посвящено истории ДЕЙКВА, отмечавшей в 1973 г. свое 25-летие.

Были заслушаны четыре научных доклада:

1. К. Бруннакер (ФРГ). «Стратиграфия четвертичных отложений Нижнего Рейна».

2. В. Загвейн (Нидерланды). «Палеогеографическое развитие Нидерландов в четвертичном периоде».

3. Г. фон дер Брелье (ФРГ). «Палинологические исследования межледниковых отложений террас области Нижнего Майна».

4. П. М. Гроотес (Нидерланды). «О результатах датирования по C^{14} проб двух первых вюрмских интерстадиалов».

К. Бруннакер в своем докладе дал полную картину четвертичной истории обширной Прирейнской области, обосновав достаточно дробную стратиграфию всего четвертичного периода, а также и верхнего плиоцена, с использованием большого комплекса методов. Он касался также развития долины Рейна с характеристикой всех его террас и дал общий палеогеографический обзор этой области.

В. Загвейн на ряде палеогеографических карт, составленных для различных временных срезов, показал сложную историю Нидерландов, большая территория которых неоднократно затоплялась морем и покрывалась льдами.

Г. Фон дер Брелье привел результаты палинологического исследования 30 разрезов, проведенного при геолого-съемочных работах, и охарактеризовал состав и стратиграфическое положение горизонтов, отложенных в условиях теплого климата.

П. М. Гроотес из Гронингенской радиоуглеродной лаборатории сообщил новые данные по определению (в нескольких разрезах Нидерландов) абсолютного возраста двух ранневюрмских интерстадиалов, давших цифры около 60 и около 68 тыс. лет от наших дней.

Во второй части этого дня проходило два параллельных заседания в разных помещениях. В основной аудитории были заслушаны доклады:

1. Г. Мюллер (ФРГ). «Определение длительности эемского и гольштейнского интергляциалов по подсчету годичных слоев». Автор исследовал 30-метровую толщу карбонатных отложений с диатомовыми, в сочетании с пыльцевыми диаграммами и приводит даты в 10 тыс. лет для продолжительности эема и 30 тыс. лет для гольштейна.

2. С. Сьорринг (Дания) в докладе «О динамике верхнеплейстоценовых оледенений и стратиграфии Восточной Дании» выделяет два этапа потепления в гольштейне и два интерстадиала (брёруп и аммерсфорт) над эемом.

3. Г. Иерц (ФРГ) выступил с докладом «Плейстоценовый разрез в изарской ледниковой области у Вангена к СВ от Штарнберга».

4. В. Цех (ФРГ) в докладе «Ископаемые почвы Хорматинга в Верхней Баварии» рассмотрел разрез у Хорматинга, где описана ископаемая почва внутривюрмского времени (этот разрез много раз обсуждался в печати). По мнению В. Цеха, ископаемая почва хорматинга является рисс-вюрмской.

В другой аудитории в это время были доложены результаты исследований ученых ФРГ, проводимых в других странах: на Шпицбергене, в Южной Италии, Испании и Марокко.

На третьем заседании этого дня, в 20 час. был поставлен проблемный доклад проф. А. Земмеля на тему «Ландшафты Рейнско-Майнской области в ледниковом периоде и современность». В этом докладе был дан общий обзор четвертичных отложений этой области и их значения для народного хозяйства.

22.IX на утреннем заседании были заслушаны доклады ученых из ФРГ.

1. А. Бронгер. «К стратиграфии лёссов и ископаемых почв и истории плейстоценового климата Карпатского бассейна по изучению микроморфологии и глинистых минералов».

2. Ф. Хедрич. «Результаты геохимических исследований лёссовых разрезов на юге Верхнерейнской области». Были исследованы карбонаты семи лёссовых разрезов и вычислен процент доломитов в общем их содержании. Установлено, что этот процент закономерно уменьшается вниз по разрезу от молодых лёссов к древним.

3. Е. Бибус. «Руководящие стратиграфические горизонты в довюрмских лёссах». Докладчик выделяет: характерные почвенные горизонты, прослои вулканического материала (в Средне-Рейнской области их до 20), представляющие иногда типичные минералогические ассоциации и фауну моллюсков. Приведено много конкретных примеров.

4. Г. Реми. «Фауна моллюсков в Гёссенских лёссах и ее палеоклиматическое значение». В докладе им хорошо выделен холодолюбивый комплекс фауны наземных моллюсков в лёссах.

5. Г. Крюгер. «Новые данные для датировки древнепалеолитической индустрии Мюнценбергского типа». Автор выделяет 16 форм галечных изделий, названных им «комплексом Веттерау», собранных главным образом с поверхности. Галечники, откуда могут происходить эти изделия, располагаются ниже почвы, датируемой рисс-вюрмским временем. По этому докладу было много выступлений, в частности, с возражением против искусственной природы артефактов.

Во второй половине дня снова состоялись два параллельных заседания. На одном из них проходили следующие доклады:

1. Р. Хоффман (ФРГ). «Развитие полигенетической почвы типа парабраунерде с перигляциальными явлениями и покровом эоловых песков из верхнеплейстоценовой морены в окрестностях Берлина».

2. Г. Лезер и Н. Максун (ФРГ). «Развитие почв и климата в позднеледниковое и раннеголоценовое время на юге Рейн-Гессенской холмистой страны».

3. Р. Цезе (ФРГ). «Гольдхеферские пески и генерации четвертичного рельефа в предгорьях Альба в Восточном Вюртемберге».

4. Н. Бек (ФРГ). «Новые геоморфологические исследования Северного Рейн-Гессена».

И по параллельной программе:

1. С. Шлюхтер (Швейцария). «Плейстоценовая стратиграфия долины Ааре» в Швейцарии.

2. Р. Хантке (ФРГ). «Оледенение Швабского Альба».

3. М. Пфанненштиль (ФРГ). «Распространение рисского оледенения в Хохблауен у Баденвейлера».

4. Г. Раам (ФРГ). «К распространению рисского оледенения в Шварцвальде».

5. К. Хаббе (ФРГ). «Наблюдения над дюнами в Нюренбергских государственных лесах».

Третье заседание вечером этого дня имело сугубо организационный характер. Проф. А. Земмель сложил свои полномочия как Председатель ДЕЙКВА (по уставу избирается новый председатель каждые два года). Избран новый Председатель — проф. Ю. Нидермайер из Гамбурга.

Затем последовали экскурсии. Первая из них была посвящена четвертичным отложениям Рейн-Майнской области.

Первый день экскурсий в Рейн-Майнской области был посвящен, в основном, изучению террасовых отложений (здесь в ходу буквенное обозначение террас от t_1 до t_6, причем счет начинается от более древней террасы, именуемой t_1.

Сначала было показано несколько поверхностей выравнивания в краевой части Таунуса — 300-метровая (абс. выс.), покрытая третичными галечниками с глубокими следами выветривания (у Лангенхайна), 200-метровая, с покровом древнечетвертичных галечников, сложенных только из таунусского материала (у Диденберга).

Затем в карьере к северу от Вейльбаха было продемонстрировано два галечных горизонта, залегающих несогласно. Внизу — серые галечники, состоящие лишь из таунусского материала, вверху — бурая толща галечников, содержащих уже и майнский материал (t_2).

Огромный интерес представлял осмотр стратотипического обнажения, где были выделены т. н. мосбахские слои, известные благодаря обилию содержащейся в них фауны млекопитающих (открыты около 130 лет тому назад). Обнажение в карьере Дикерхофф находится близь Висбадена — Бибриха. Карьер имеет форму амфитеатра протяжением около 3 км. Развитая здесь песчано-гравийная толща, сопоставляемая с приустьевой частью террасы t_1, залегает чрезвычайно сложно. Она располагается на неровной поверхности миоценовых известняков, используемых для цементного производства. Мощность четвертичных отложений достигает здесь 19 м (в одной из заброшенных каменоломен она составляла 25 м). Внизу располагается гравийно-галечниковая толща, известная под названием «грубый Мосбах» или Мосбах I. Выше, выполняя промоины этой толщи, следуют отложения пойменного типа со следами почвообразования и теплолюбивой флорой (Мосбах II). Предполагается, что они относятся к кромеру I. Затем следует основной слой речных отложений, мощностью от 10 до 14 м, называемый «серым Мосбахом» или Мосбахом III. Он делится в настоящее время на 6 горизонтов, указывающих на смену теплых и холодных условий. В подошве нижнего интерстадиального слоя (кромер II?) проходит граница Брюнес — Матуяма. Главный костеносный слой находится выше, в отложениях, предположительно связываемых с кромером III (Брюнинг) или предшествующим временем — кромер II/III (Бруннакер). По-видимому, верхний Мосбах III, в котором тоже встречается фауна, относится уже к первой фазе минделя. Карьер доставляет ежегодно около 800 экз. фаунистических находок, громадная коллекция которых находится в г. Майнце. В нижнем Мосбахе (13 видов фауны) обнаружены кости слона меридионалиса, примитивного трогонтерия, антикуса, этрусского носорога. В главном костеносном слое (52 вида), мощностью не более 3 м, встречены остатки слона — трогонтерия, мосбахской лошади, бизонов, этрусского носорога и носорога мерка. В верхнем слое Мосбах III трогонтериевый слон имеет примигеноидный облик. Выделяется еще аллювиальный горизонт Мосбах IV, сопоставляемый с более молодой террасой (t_2 или t_3). В лёссовом покрове этого карьера мощностью от 3 до 7 м прослеживается до четырех ископаемых почв.

В громадном песчаном карьере Миттельдорф (10 км к ЮЗ от Франкфурта на Майне) вскрыты отложения нижнеплейстоценовой террасы, где на майнских гравиях залегает 1,5-метровая толща гумусированных глин, отнесенных к кромерскому комплексу. Глины перекрываются гравийным песком мощностью до 8 м, содержащим еще один прослой (0,5 м) темных глин. Наблюдаются криотурбации, в которые вовлечены слои с мелким гравием и ожелезненные пески. Выше следует

песчано-суглинистая слоистая пачка, также нарушенная мерзлотными процессами. Над ней эоловые пески, закрепленные бурой почвой, содержащей вулканический материал.

В следующем большом гравийном карьере Я. Мюллера (Вассерверк Хаттерсхейм) наблюдался желтовато-серый, часто сильно ожелезненный гравий нижнего плейстоцена (t_1), подстилаемый плиоценовыми отложениями, и на нем — буроватый галечник более молодого возраста, относящийся к t_4. Выше следует лёссовая толща с двумя ископаемыми почвами и гумусовыми зонами.

Далее были осмотрены верхнеплейстоценовые террасы Майна между Флорсхеймом и Эддерсхеймом. Наиболее широко развита терраса t_6, покрытая суглинками пойменной фации или позднейшими вюрмскими «лёссами». Между Окрифтель и Зиндлингеном в пойменных отложениях присутствует маркирующий горизонт пемзового туфа лаахер. В лёссе отмечаются два тундро-глеевых горизонта («нассбоден»), нижний из которых развит прямо на аллювии. Местами наблюдается непосредственное сочленение галечников террасы t_6 с позднейшими вюрмскими лёссами, что подтверждает верхнеплейстоценовый, а не голоценовый возраст этой террасы.

Вторая научная экскурсия ДЕЙКВА была посвящена четвертичным отложениям Веттерау.

Область Веттерау расположена к северу от Франкфурта на Майне, в пределах Верхнерейнского грабена. Она занимает восточные окраины Таунуса и юго-западные склоны горного массива Фогельсберг, сложенного третичными базальтами.

Здесь были осмотрены сложные разрезы Хеухельхейм и Беллерсхейм в крупных буроугольных карьерах; место находок обработанных галек у Мюнценберга; верхнеплейстоценовый лёссовый профиль у Рокенберга, и разрез четвертичных отложений в базальтовой каменоломне Дрейхаузен.

В буроугольном карьере Хеухельхейм (20—25 км к СВ от Франкфурта на Майне) можно было наблюдать чередование нижнеплейстоценовых глин, суглинков, супесей и тонких гравийных песков. Они залегают на верхнеплиоценовых буроугольных слоях и имеют общую мощность до 20 м. Нижний слой серых гумусированных глин, отложенных (по палинологическим данным) в холодных условиях, датируется самым нижним плейстоценом — претегеленом. Выше этой пачки слоев следуют два характерных горизонта «хеухельхеймских» вулканических туфов — пелагонитовый и трахитовый. Далее идет пестрая суглинистая толща мозаичного характера, по-видимому, делювиального происхождения. Верхняя 4-метровая толща лёссов с мерзлотными клиньями содержит две ископаемые почвы (миндель-рисскую и рисс-вюрмскую?) и позднеледниковые отложения с остатками почв и маркирующими горизонтами вулканических туфов.

Расположенный севернее разрез в карьере Беллерсхейм в целом имеет сходное строение. В верхней части нижнеплейстоценовых отложений известны находки слона меридианолоидного типа (прогрессивная форма). Эти отложения, имеющие мощность около 10 м, датируются временем от претегелена до вааля. Хорошо представлен рисский лёсс с серией глеевых горизонтов, содержащих обильную фауну холодолюбивых моллюсков. Вюрмский лёсс тоже содержит все характерные для него почвенные и туфовые горизонты.

Далее осматривалось место находок галечной индустрии западнее Мюнценберга, о которой шла речь в упомянутом докладе Г. Крюгера.

Находки приурочены к слегка покатой поверхности террасы р. Веттер, высотой 20—30 м над дном долины (абс. отм. 170—180 м). В верхней части склона была показана неглубокая траншея, в которой сверху располагались, несомненно переотложенные, гальки и валуны. Такие же несортированные гальки в суглинках демонстрировались в шурфе под современной почвой. Много крупных галек рассеяно по склону.

Вблизи этого пункта был осмотрен лёссовый разрез мощностью около 11 м, где на аллювии развита почва типа псевдоглей, выше «рисские» лёссы с несколькими уровнями оглеения, межледниковая почва типа парабраунерде, гумусированная зона и светлый лёсс с почвой Лонер.

Г. Крюгер сообщил, что между Мюнценбергом и Рокенбергом, в старой кварцитовой каменоломне Дидье, артефакты связаны с щебнистым слоем, лежащим на третичных песках и прикрытых лёссами с хорошо выраженной рисс-вюрмской почвой. Отсюда возникает предположение о рисском возрасте находок.

Вопрос дискутировался во время экскурсий и остался открытым. Рисские галечники следует, по-видимому, рассматривать только как возможный источник материала, послужившего сырьем для изготовления артефактов.

В старом лёссовом карьере Рокенберг, расположенном к юго-западу от Мюнценберга, на склоне правого берега р. Веттер (высота около 150 м над у. м.) детально изучены поздневюрмские лёссы, прорезанные здесь многочисленными небольшими промоинами. Наблюдалась сильная изменчивость характера почв в разрезах этой толщи на небольших расстояниях. Подчеркивалось маркирующее значение лаахерского аллерёдского туфа.

Разрез в каменоломне Дрейхаузен, находящейся у северного края г. Фогельсберг. Здесь добываются базальты, имеющие столбчатую отдельность. Поверхность их резко снижается в восточном направлении. Местами на них залегают третичные пески и глины, но в основном они прикрываются сложной толщей четвертичных лёссовых образований. В ней можно было наблюдать 9 бурых почвенных горизонтов (ВК — почвенный комплекс), обозначаемых от ВК 0 (голоцен) до ВК 8. По материалам путеводителя ниже имеется еще ряд почв, до ВК 13. Все слои, кроме самых верхних (от ВК 1 и выше), залегают наклонно, и уменьшаются в мощности или выклиниваются в сторону повышения базальтового ложа.

Авторы, изучавшие этот разрез, сравнивают его с известным обнажением в карьере Червоный Копец в Чехословакии.

Характер залегания четвертичной толщи в карьере Дрейхаузен, ее прислонение к крутому базальтовому склону и выклинивание в сторону повышения последнего, должно, как нам кажется, настораживать. Отдельные почвенные горизонты могут иметь здесь локальное значение.

ПОВТОРЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ 1973 Г. ПО ПРОГРАММЕ МЕЖДУНАРОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯЦИЙ

Четырехдневные экскурсии по программе 1973 г. были организованы благодаря любезности проф. К. Бруннакера. Они проходили в трех районах: Нейвидский бассейн, нижнее течение Среднего Рейна и Нижнерейнская бухта.

Необходимо отметить, что значительная часть пути из Хофхейма в Кёльн шла по низкой террасе непосредственно вдоль берегов Рейна, отличающихся исключительной живописностью. Река, прорезающая здесь массивы Рейнских сланцевых гор, имеет глубокую узкую долину. Склоны ее засажены виноградниками, на вершинах скал высятся

старинные замки, поселки расположены внизу в приустьевых частях притоков, впадающих в Рейн.

В первый день пути было осмотрено три разреза.

Один из них — разрез Кёрлих на левом берегу Рейна к СЗ от Кобленца, известный с начала XX в., является одним из опорных для Средней Европы. Здесь в карьере, расположенном в пределах «главной» террасы, обнажается сложная, хорошо изученная толща четвертичных отложений, залегающая на неровной поверхности третичных глин. Четвертичные отложения представлены аллювием, перекрытым многочленным лёссовым покровом разного возраста, вплоть до голоцена. Разрез содержит прослои и карманы базальтовых туфов. В разных частях толщи наблюдаются древние промоины, усложняющие общую картину и, в верхних частях,— ледниковые клинья.

В понижениях третичных глин сохранились остатки древнейшей плейстоценовой почвы пойменного характера (псевдоглей). Далее следует мощная песчано-галечная толща, разделенная также слабовыраженным прослоем глин пойменного типа. Этот прослой, как и лежащий в основании, показали обратную намагниченность при палеомагнитных исследованиях. Вышележащая покровная толща намагничена положительно, в связи с чем, на контакте этих двух толщ, следует искать границу Матуяма — Брюнес. Из Кёрлиха, еще со времен Полига, были известны остатки слона — трогонтерия. Однако стратиграфическое их положение было неясным. В последние годы в аллювиальных отложениях найден фрагмент зуба слона меридионолоидного типа и несколько моляров слона — трогонтерия в вышележащих слоях.

Лёссовый покров Кёрлиха содержит серию ископаемых почв, в основном типа парабраунерде. В них известны находки фауны моллюсков и флоры межледникового характера. К. Бруннакер выделяет в этом разрезе семь этапов похолоданий. Первый из них относится к аллювиальным отложениям, верхние шесть приурочены к лёссовой толще. Аллювий сопоставляется с молодой главной террасой. Глины, лежащие в его основании, предположительно датируются временем кромер I.

Следующим пунктом, осмотренным в пределах Нейвидского бассейна, была позднепалеолитическая стоянка Геннерсдорф, которая находится на правом берегу Рейна в 20 км с СВ от Кобленца в населенном пункте Фельдкирхен, у северного края Нейвидского бассейна. Она приурочена к 50-метровой поверхности т. н. средней террасы, прислоненной к склону более высокого плато.

Богатый культурный слой, относимый к мадленскому времени, залегает на небольшой глубине в лёссовидных суглинках, прикрываемых маркирующим горизонтом аллерёдского лаахерского вулканического туфа и подстилаемых базальтовым туфом. Возраст культурного слоя определяется примерно в 13—14 тыс. лет. Слой этот очень богат и наряду с обработанными кремнями и костным материалом содержит интересные произведения искусства, в том числе гравированные на плитах глинистых сланцев изображения мамонтов, лошадей, птиц, людей и т. п.

Обратила на себя внимание хорошая организация раскопочных работ. Раскопки ведутся под специальным укрытием, имеется ряд подсобных помещений, где производятся лабораторные работы, и даже маленький музей.

Следующий пункт находится севернее, уже за пределами Нейвидского бассейна, близ пос. Ариендорф на правом берегу Рейна. В нем классически выражена так называемая средняя терраса, имеющая высоту около 50 м над рекой и 105 м над уровнем моря. В гравийном карьере вскрывается толща галечников с прослоями вулканических туфов, достигающая 30-метровой мощности. Галечники покрываются также ту-

Рис. 2. Университетский квартал в Кельне

фами мощностью до 2 м, в которые врезана небольшая долинка, выполненная лёссовидным материалом. В последнем обнаружены холодолюбивые моллюски, череп ранней формы мамонта и кости других животных.

Выше с несогласием залегает лёссовый покров с прослоями пепла и почвенными горизонтами, нижний из которых датируется рисс-вюрмским временем.

Следует отметить, что характер Рейнской долины выше Бонна резко меняется. Низкие террасы здесь сильно расширены и путь до Кёльна пролегал по плоской низкой местности.

В Кёльне, благодаря любезности проф. К. Бруннакера, мы остановились в Университетском квартале города (рис. 2).

Остальные дни экскурсий были связаны с осмотром сложных толщ плиоценовых и четвертичных отложений, развитых на междуречье Рейн — Маас, в пределах т. н. Нижнерейнской бухты — области погружения в третичное и раннечетвертичное время. Толщи эти разбиты многочисленными сбросами и образуют ряд горстов и грабенов. Четвертичная история каждого блока часто развивалась по-разному, что естественно усложняет корреляцию разрезов. Широко развиты речные террасы. Количество и высота их иллюстрируются рисунком 3.

Второй день экскурсий был посвящен осмотру верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений в буроугольных и гравийных карьерах, расположенных вдоль правого берега левого притока Рейна р. Эрфт к югу и западу от г. Кёльн. Здесь ставился вопрос о границе между плиоценом и плейстоценом, которая принимается между т. н. реверскими отложениями и претегеленскими. Разделение проводится на основе палеоботанических данных, фауны моллюсков, петрографического состава галечников, спектра тяжелых минералов и палеомагнитных данных.

Сначала был осмотрен наиболее южный большой карьер Вейлерсвист. В нем добываются светлые некрупные галечники, хорошо окатанные, состоящие на 80—95% из кварца, называемые «кизельоолитовой формацией». На них залегает маркирующий горизонт глин (в месте

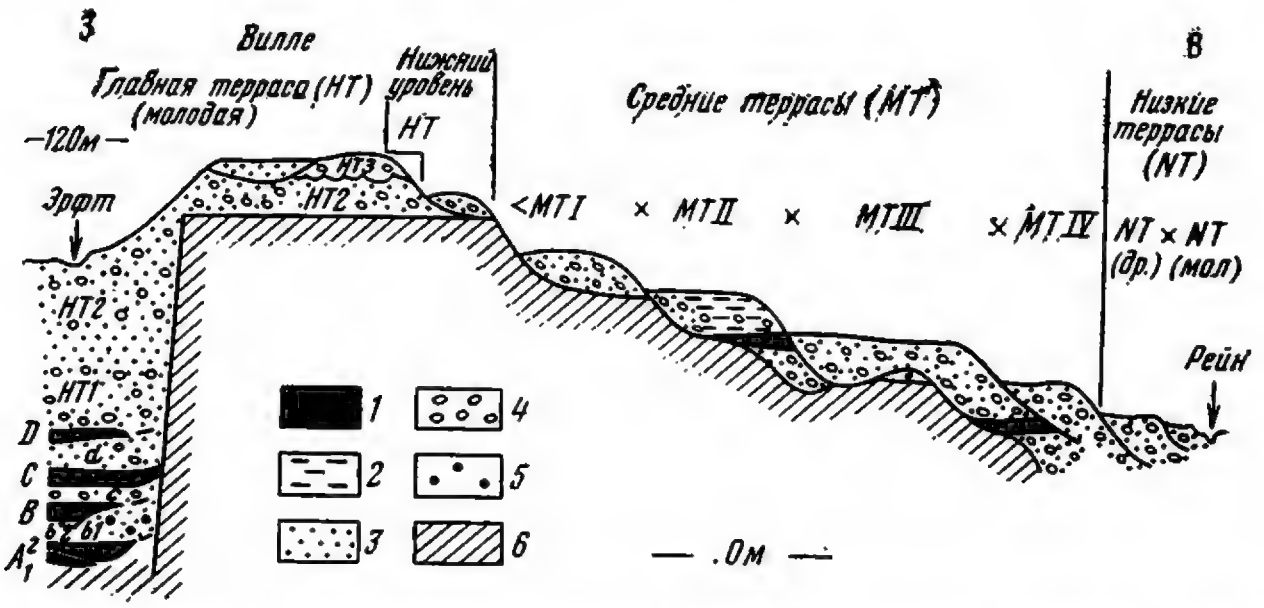


Рис. 3. Геологическое строение четвертичных отложений области Вилле в Нижнерейнской бухте и террасы Рейна (по Burghardt, Brunnacker, 1974)

1 — глины; *2* — илистые суглинки; *3* — пески; *4* — галечники плейстоценовой фации; *5* — галечники третичной фации; *6* — нерасчлененные третичные отложения

осмотра — около 2 м), изученный палинологически. Он относится к плиоцену и содержащаяся в нем флора древнее реверской. Выше несогласно налегает слой галечников, внизу довольно светлых, выше ожелезненных, мощностью (в местах наблюдения) 5-6 м, содержащих прослой косослоистых гравийных песков. Этот галечник относится к нижнему уровню главной террасы (Н. Т), т. е. является уже плейстоценовым.

Следующим был осмотрен огромный буроугольный карьер Фрейхен, глубина которого достигает 220 м. Миоценовые бурые угли прикрываются здесь сложной толщей галечников с прослоями песков и глин, во многих местах разбитых ступенчатыми сбросами различной амплитуды. Выше залегает лёссовый покров. Установлено, что тектонические движения проходили здесь вплоть до последнего межледниковья, так как ненарушенное залегание имеет только небольшая толща вюрмских лёссов. В восточной части карьера галечники залегают прямо на углях. В западной части (зоне опускания) наблюдается более полный разрез (см. рис. 3). Здесь обнажаются пески и глины ревера (A_1 и A_2) с характерной флорой, относимые к верхнему плиоцену. И на них, с несогласием,— переслаивающиеся рейнские галечники и глины, содержащие теплолюбивые формы нижнеплейстоценовых моллюсков. Общая мощность этой толщи достигает 35 м. Выше залегает 50-метровая толща галечников нижнего уровня главной террасы, имеющая ритмично слоистый характер.

Севернее был осмотрен карьер Фортуна площадью около 20 км², углубленный значительно ниже уровня моря. Разрез этого карьера имеет большое сходство с разрезом карьера Фрейхен. Представляет большой интерес 14-метровая пачка глин, показывавшая нормальную намагниченность в нижней и верхней частях, и обратную — в середине. Выше залегает галечник с гравийными прослоями и карманами глин, еще относящийся к плиоцену. На нем, с резким несогласием, лежат галечники главной террасы, с линзами глин, содержащих теплолюбивую фауну моллюсков и показавших обратную намагниченность. В толще рейнских галечников главной террасы здесь появляются следы красноцветного выветривания.

Другой проблеме была посвящена следующая поездка севернее Крефельда. Здесь развиты цепи холмов, представляющих собой островки большого единого вала, оставленного мореной напора доходившего сюда

рисского ледника (стадия дренте). По мнению некоторых авторов, вал конечных морен был промыт здесь местами талыми водами отступавшего ледника. По мнению других, он был перекрыт и расчленен при новом продвижении льда. Наступавший ледник отвечает в долине Рейна времени образования т. н. средней террасы III. Галечники этой террасы достигают значительной мощности. Они разделяются т. н. крефельдской песчано-глинисто-илистой толщей или залегают на глинисто-песчанистых отложениях верхнего олигоцена. И те и другие породы представляют собой идеальное основание для развития процессов скольжения. Под тяжестью льда замерзшие галечники легко отрывались и вместе с подстилающим тонкозернистым материалом образовывали напорные валы в краевых частях.

Остатки таких валов были показаны в гравийном карьере холма Эйлише Берг и некоторых других. Они возвышаются в виде вытянутых бугров над поверхностью низкой молодой террасы Рейна. Характер строения самой молодой низкой террасы был показан при возвращении в Кёльн, в гравийном карьере к северо-западу от Хакенбройха. Это — низкая терраса, отложения которой обогащены пемзовым материалом, относится к позднему тундровому времени. Она протягивается вдоль Рейна узкой полосой, обычно на одном вытянутом уровне с более древней низкой террасой. В отложениях последней в карьере Хакенбройх молодая терраса образует промоину, выполненную песчано-гравийным материалом, обогащенным пемзовым туфом. У дна промоины наблюдается линза чистой пемзы, мощностью до 0,5 м. Кровля молодой террасы имеет следы мерзлотных нарушений. Выше залегает частично размытая голоценовая почва.

Последняя экскурсия проходила западнее Кёльна, в области развития главной террасы.

Сначала была осмотрена известная палеолитическая стоянка Рейндален (округ Монхенгладбад), расположенная в верховьях притоков Мааса, изучаемая Г. Бозинским. Археологические находки приурочены здесь к толще отложений типа покровных суглинков, мощностью около 10 м. Суглинки содержат два горизонта ископаемых почв типа парабраунерде, и между ними слой пятнистых оглеенных суглинков с прослойками, обогащенными марганцем. Выше, над верхней погребенной почвой, наблюдаются остатки еще одной почвы тундро-глеевого типа (нассбоден). Археологический материал, принадлежащий раннему и среднему палеолиту, встречен на четырех уровнях: наиболее древний, археологическая датировка которого не совсем ясна, залегает ниже пятнистого оглеенного слоя; следующий, образующий главный культурный горизонт позднеашельского времени, непосредственно связан с пятнистым слоем; залегающий выше мустьерский горизонт располагается над верхней ископаемой почвой — парабраунерде. Последний горизонт, представленный сильно патинизированными кремневыми предметами позднемустьерского облика, залегает в верхней части суглинков, в переотложенном состоянии. Два верхних горизонта датируются К. Бруннакером вюрмским временем (нижний горизонт отнесен к началу вюрма). Нижние слои считаются рисскими.

Далее, у Хольцвейлера к юго-востоку от г. Эркеленц, в гравийном карьере, расположенном в области т. н. Экерратер горста, были показаны гравийно-галечные отложения главной террасы, имеющие относительно небольшую мощность. Они состоят вверху из буроватоокрашенных галечников с линзами песка (материал Рейна) мощностью около 8 м. Ниже, с перерывом, залегают галечники и валуны, с песками и илистыми линзами в кровле (материал р. Мааса) — 2 м, и далее, снова с несогласием, белые или светло-желтые грубые гравийные пески, со

Рис. 4. Разрез в карьере Брахтер Тонаббау к СЗ от г. Брюгген

Виден контакт между плейстоценовыми галечниками нижнего уровня главной террасы и реверскими глинами

смешанными рейнско-майнскими гальками — 4 м. Верхний слой галечников относится к нижней поверхности главной террасы, а средний отвечает ее более высокому уровню.

Ряд карьеров, расположенных к западу и северо-западу от Брюггена, близ границы Нидерландов, вскрывает толщи, важные для решения вопроса о границе N/Q.

В карьере по добыче глин в лесу Брахтер — карьер Брахтер Тонаббау, находится еще один из опорных разрезов реверских отложений[3] (термин ревер был предложен в 1915 г. Е. Рейдом для глин, содержащих более древнюю флору, чем тегелен). В структурном отношении район этот относится к так называемому Эркеленц-Брюгген горсту. В верхней части вскрытых отложений залегает 5-метровая песчано-гравийная толща, содержащая рейнский галечный материал. Ниже с резким контактом следуют два литологически отличающихся друг от друга горизонта глин (рис. 4). Наверху лежит пластичная сероватo-голубоватая глина с известковыми конкрециями и прослойками торфа — 2 м, ниже — илистая, гумусированная, от темно- до светло-серого цвета глина, с пропластками песка в нижней части — 3 м. Подстилаются глины светлыми песками. В. Загвейн опубликовал пыльцевую диаграмму этого разреза, где слои глин описаны как ревер А и ревер В. В настоящее время был доступен для наблюдения только верхний горизонт. Покрывающая глины песчано-гравийная толща относится к молодой главной террасе.

Следующий разрез в лесу Брахтер находился в карьере Питер ван Айк. Этот район относится в тектоническом отношении к окраин-

[3] Стратотипический разрез ревера у горы Иксберг более не существует. Карьер там засыпан и поверхность его культивирована.

ной части горста — области перехода к т. н. Венло-грабену. Здесь детально изучен разрез глинистых отложений, имеющих несколько иной характер. Выделяется три горизонта глин, залегающих гипсометрически несколько ниже, чем в предыдущем карьере, но стратиграфически более молодых.

В этом разрезе на светлых песках располагаются серовато-голубоватые глины, песчанистые внизу, с торфянистыми прослоями в верхней части, общей мощностью до 3 м. Они описаны под названием «глины III» и, вместе с подстилающими песками продолжаются до района Тегелен в Нидерландах. Далее следует прослой светло-серых гравийных песков (2 м). Выше залегает толща (4 м) светло-желтых слоистых песков с прослоями и линзами серовато-зеленоватых илистых глин, описанных как «глины IV». В эту толщу внедряется глубокая промоина, выполненная темными, местами почти черными, вверху сильно ожелезненными глинами. Последние названы «глины V». Выше следует толща гравия и галечника «молодой главной террасы».

Существует мнение о близости «глины III» к тегеленским слоям в их стратотипических разрезах. Однако, оно принимается не всеми исследователями, изучающими этот район, и вопрос о возрасте «глин III», как и вышележащих, остается не вполне ясным (моложе ревера — древнее галечников главной террасы).

В карьере Обель близ г. Брюгген, находящемся юго-восточнее, вскрыт следующий разрез. На грубозернистых светлых песках залегают два горизонта глин (4,5 м), сопоставляемых с глинами I и II карьера Брахтер Тонаббау. Выше следует песчаногалечная толща (6 м) со следами перерыва, в которую внедряется пакет илистых глин (4 м), отвечающий глинам V предыдущего разреза. Далее идет 5-метровый песчано-гравийный покров молодой главной террасы.

Горизонты «глин I и II» относятся к реверу B. Песчано-галечная толща, следующая выше, описывалась в литературе в качестве отложений древней главной террасы. П. Вольдштедт считал ее стратотипом брюггенского оледенения (для карьера Лауманна, расположенного в 300 м западнее). По поводу «глин V» отмечалось, что они отлагались в теплое, межледниковое (по флоре) время, более позднее, чем тегелен.

Другие карьеры этой области, судя по литературе, вскрывают близкие по характеру отложения (Brunnacker, 1967; Burghardt, Brunnacker, 1974; Boenigk, v. d. Brelie, Brunnacker, Koči, Schlickum, Strauch, 1974). Вопрос о границе N/Q представляет в этих районах некоторые сложности. По палинологическим данным глины горизонта A (см. рис. 3) еще относятся к верхам плиоцена (ревер B—C) и содержат плиоценовую фауну моллюсков. Между горизонтами глин A_1 и A_2 происходит изменение состава тяжелых минералов (переход от турмалин-циркон-ставролитовой ассоциации к гранат-эпидот-альтерит-роговообманковой), т. е. появляется рейнский спектр. Галечники B_1 представлены еще в плиоценовой фации, а залегающие на них несогласно галечники B_2 дают плейстоценовый пестрый состав. Вышележащие глины B содержат четвертичную фауну теплолюбивых моллюсков и показывают обратную намагниченность. По мнению ученых ФРГ, граница должна быть проведена по кровле глин A_2 и подошве галечников B_1. Эта часть разреза показывает нормальную намагниченность, что дает основание отнести ее к т. н. олдувайскому эпизоду внутри палеомагнитной эпохи Матуяма.

Подводя итог всему вышеизложенному, можно констатировать, что поездка в Федеративную Республику Германии была исключительно плодотворной.

1. За 12 дней напряженной работы (следует отметить, что метеорологические условия были при этом почти все время крайне неблагоприят-

ными) была осмотрена огромная территория от альпийских предгорий и области развития ледниковых отложений Альп до конечных морен северного покровного оледенения.

2. Удалось ознакомиться более чем с 35 крупными обнажениями в лёссовых, песчано-гравийных, буроугольных, глиняных и базальтовых карьерах, часто вскрытых на значительную глубину.

3. Прослежена изменчивость в характере, мощности и распространении лёссов разных геоморфологических и климатических зон. От суглинков типа «покровных» в нашем понимании, развитых на юге в областях предгорий, отложенных при влажных климатических условиях, до промежуточных и «сухих» зон, связанных главным образом со склонами речных долин. Мощность лёссов здесь последовательно возрастает, что связано в значительной степени с появлением более древних их горизонтов. Состав отложений приближается к типичным лёссам. Количество ископаемых почв соответственно увеличивается, хотя характер их весьма однообразен — псевдооглеенные и тундро-глеевые почвы, отложенные в более влажных условиях, и почвы типа парабраунерде, считающиеся почти во всех случаях межледниковыми. Наблюдаются также остатки черноземных (?) почв, сохранившихся в виде намывного гумуса. Причем отчетливо прослеживается (для сухих зон) та же закономерность в характере последней межледниковой почвы (микулино, рисс-вюрм+интерстадиал раннего вюрма, штилльфрид A_1, мезинский комплекс), которая характерна для обширных территорий перигляциальных областей Европы: почва типа парабраунерде и над ней (иногда — почти непосредственно, иногда — отделяясь слоем суглинка) гумусовая зона или зоны.

В придолинных разрезах обычно встречаются типичные «лёссовые» моллюски. Особенностью лёссов Рейн-Майнской области является обилие (до 20) прослоев вулканических пеплов и туфов, часто имеющих маркирующее значение и выступающих в качестве элементов стратиграфии.

При продвижении к северу, ближе к краю покровного оледенения, характер лёссовых отложений снова меняется — они сокращаются в мощности, теряют свои типично «лёссовые» свойства, количество ископаемых почв в них уменьшается.

4. Получено общее представление о геологии, геоморфологии и тектонике обширной территории ФРГ.

5. Представилась возможность ознакомиться с характером, количеством, высотами и предполагаемым возрастом террас Дуная, Майна, Среднего и Нижнего Рейна.

6. Осмотрены классические, опорные для стратиграфии разрезы четвертичных отложений, типа Дикерхофа (мосбахские слои) и Кёрлиха, где в разных фациях представлена вся толща четвертичных отложений, содержащая фауну млекопитающих и моллюсков, остатки растительности и т. д.

7. Осмотрены разрезы на севере Веттерау и в Нижнерейнской бухте, стратотипические при рассмотрении вопроса о нижней границе четвертичного периода.

8. Получено известное представление об условиях нахождения палеолита в ФРГ: древнейшего в Мюнценберге (вызывающего, однако, некоторые сомнения), среднего в Рейндалене и позднего в Геннерсдорфе.

Уровень изучения четвертичных отложений в ФРГ высокий. Для лёссовых разрезов, бедных фауной млекопитающих, сделаны многочисленные гранулометрические, химические, часто специальные почвенные анализы. Изучена фауна моллюсков, проведены наблюдения над криогенными явлениями. Сделано много пыльцевых анализов, изучен состав многочисленных вулканических прослоев, позволяющих коррелировать

отдельные толщи. Широко использован палеомагнитный метод. В Нижнерейнской бухте с успехом применен перспективный метод изучения петрографического состава галечников — главным образом процентного содержания кварца, а также степени окатанности галек и спектров тяжелых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Bibus E. Dos Quartärprofil im Braunkohletagebau Heuchelheim (Wetterau) und seine vulkanischen Einschaltungen.— Notizbl. Amt f. Bodenforschg. 102, Wiesbaden, 1974.

Boenigk W., Heye D., Schirnur W., Brunnacker K. Paläomagnetische Messungen an Vielgliedrigen Quartär — Profilen. (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden I, Taunus).— Naturw. Arch. 12, Mainz, 1974.

Boenigk W. G. v. d. Brelie, Brunnacker K., Koči A., Schlickum W. R. und Strauch F. Zur Pliozän — Pleistozän — Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht).— Newsl. Stratigr. 3, 4, 219—241, Leiden, 1.10.1974.

Bosinski G., Brunnacker K., Fiedler L., Hahn J., Löhr H., Schol W., Thieme H. u Weiss G. Altsteinzeitliche Fundplätze des Rheinlandes N 49 Rheinisches Landesmuseum. Bonn, 1974.

Brüning H. Zur Klima — Stratigraphie der pleistozänes Mosbacher Sande bei Wisbaden (Hessen).— Mz. naturw. Arch., 9, Mainz, 1970.

Brunnacker K. Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland.— Eiszeitalter und Gegenwart. 15, Öringen, 1964a.

Brunnacker K. Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg.— Geologica Bavarica v. 53, München, 1964b.

Brunnacker K. Die regionale Stellung der niederrheinischen Lössprovinz.— Sonderöff. Geol. Inst. Univ. Köln, N 13, Köln, 1967.

Brunnacker K., Streit R. u. *Schirmer W.* Der Aufbau des Quartär — Profils von Kärlich/Neumieder Becken (Mittelrhein). Mainzer Naturw. Arch., 8, 1969.

Burghardt E., Brunnacker K. Quarzzahl und Rundung in Schottern der Niederrheinischen Bucht.— Decheniana, Bd. 126, H. 1/2, 1974.

Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet.— Rhein-Mainische Forschungen H. 78, Fr. am Main, 1974.

Koči A., Schirmer W., Brunnacker K. Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main Raumes.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh. H. 9, s. 545—554, 1973.

Schönhals E. Der Basalttuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials.— Forfschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, Krefeld, 1959.

Semmel A. Uber Prä-Würm Lösse in Hessen.— Notizbl, Hess. L. Amt. Bodenforsch., 95, 1967.

Semmel A. Fragen der Quartär-Stratigraphie im Mittel- und Oberrhein Gebiet.— Jahrb. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. 54 Stuttgart, 1972.

№ 46 1976

БИБЛИОГРАФИЯ

КРАПИНА. 1899—1969. Доклады на научной Конференции в Загребе 31 мая 1969 г. по случаю 70-летия открытия крапинского прачеловека. Загреб, 1970. Изд-во Югославской Академии Наук и Искусств., стр. 1—216. 75 таблиц. 4 профиля.

В сборнике помещено 14 работ, посвященных разностороннему изучению Крапинского грота (полупещеры по терминологии югославских исследователей). Как правило все статьи написаны на сербско-хорватском языке с параллельным полным или сокращенным текстом на немецком и английском языках. (в статье Г. Геберера основной текст — немецкий). Статьи следующие:

1. Ванда Кохански-Девиде. «Проф. др. Горянович, как палеонтолог». Драгутин Горянович-Крамбергер родился в г. Загребе в 1856 г. Им опубликовано до 190 работ, из них 114 по палеонтологии и палеоантропологии. Докторская диссертация защищена в 1879 г. в Тюбингене по ископаемым рыбам Карпат. Имеет 21 работу по ископаемым рыбам, 7—по млекопитающим, 17 — по моллюскам, 65 — по палеоантропологии. В 1899 г. им открыто знаменитое местонахождение Крапина мустьерского возраста с фауной и остатками неандертальцев. Первоначально были найдены остатки: Rhinoceros merkii, Bos primigenius, палеолитические орудия и 1 моляр человека. В 1906 г. вышла монография Д. Горяновича о палеолитическом человеке из Крапины. В распоряжении автора было до 600 костей от 10 индивидуумов (минимально) неандертальцев мустьерского времени, датируемых Д. Горяновичем миндель-рисским интергляциалом. Д. Горянович определяет крапинского человека, как Homo primigenius с двумя вариететами: H. p. krapinensis с брахицефальным черепом и H. p. spyensis с долихоцефальным черепом.

2. Малез Мирко. «Новые взгляды на стратиграфию крапинского местонахождения». На основании опубликованных и неопубликованных работ и материалов раскопок автор устанавливает в профиле слоев грота Крапина 9 культурных слоев, датируемых им от завершающей фазы рисс-вюрмского интергляциала до середины второго вюрмского стадиала. Крапинская полупещера находится в 50 км от г. Загреба на правом берегу речки Крапиница в западной части г. Крапины. Она расположена на северо-восточном склоне холма Хужняковского на высоте 23 м над урезом речки и 120 м над у. м., в миоценовых песчаниках и конгломератах. Пещера образовалась, по-видимому, в среднем плейстоцене эрозионной деятельностью указанной речки, отложившей в ней затем свой аллювий из песка, глины, гальки с раковинами Unio и костями человека и животных. Д. Горянович весь профиль (1913) разделил на два комплекса:

I. Самый нижний, до 0,8 м мощностью, состоит из песка, глины, валунов, с раковинами унионид, костями бобра.

II. Комплекс, мощностью 8 м, лежащий выше, содержит богатую фауну, кости неандертальцев, каменные орудия, кострища.

В нижней (1-ой) зоне преобладают кости носорога Мерка, выше — первобытного быка и далее пещерного медведя. Весь комплекс 2-ой зоны характеризуется верхнеплейстоценовой фауной млекопитающих (до 20

видов) с теплолюбивыми элементами (носорог Мерка, антиквоидный слон), элементами умеренного климата (большинство видов), и холодного климата. Остатки неандертальцев, преобладающие в 1-ом слое выше 1 комплекса на 1 м, состоят из 650 единиц (костей, зубов), принадлежащих, по Горяновичу, не менее 10 особям разного индивидуального возраста и пола. По мнению других авторов, выделяется до 23—28, и даже до 40 особей. Большая часть костей человека обожжена и расколота, что дало основание Д. Горяновичу (1913) и другим авторам говорить о каннибализме. Неандертальцев Крапины Д. Горянович разделил на две расы: I — Homo neanderthalensis (=primigenius) var. krapinensis относительно низкого роста с низкой нижней челюстью, брахицефалией черепа. Новая раса. II — Homo neanderthalensis (=primigenius) var. spyensis, более высокого роста, высокой нижней челюстью, долихоцефалией черепа, сходным с неандертальцами из Спи в Бельгии.

Д. Горянович-Крамбергер в своих первых работах по изучению пещеры датировал палеолит Крапины «древним дилювием» (1905, 1906), затем отнес к миндель-рисскому интергляциалу (1913). В данной статье на стр. 18—25 опубликован полевой дневник раскопок Горяновича за 1899—1900 гг. с 11 чертежами профилей разрезов слоев пещеры. Большинство исследователей относят палеолит Крапины к рисс-вюрмскому интергляциалу, Рейнгарт (1908) к концу миндель-рисского интергляциала, Герак (1947) и Ожегович (1958) склонны верхнюю часть палеолитических слоев Крапины отнести к началу вюрмского времени. М. Малез (1961, 1965, 1967), занимавшийся заново изучением стратиграфии пещеры Крапина и ее окрестностей, относит ее к верхней части рисс-вюрмского интергляциала и стадиалу вюрм I. Р. Юллиен (1965) поднимает возраст палеолита Крапины до вюрм I-вюрм-II, И. К. Иванова (1966) и В. П. Алексеев (1968) относят к интергляциалу рисс-вюрм. Абсолютный возраст мустье Крапины по радиокарбоновому методу оказался равным 30 000 лет (однако, дата явно преуменьшена, т. к. образец был отобран более 50 лет тому назад). Автор в настоящей статье на основании своих полевых исследований, литературы и материалов, хранящихся, главным образом, в Загребе, относит время образования пещеры Крапина к верхам рисского гляциала. В начале рисс-вюрмского интергляциала на дне пещеры отложились слои песка с валунами, раковинами Unio и Melania, костями речного бобра (слой a^{I} I-го комплекса Горяновича), мощностью 0,8 м. Выше залегают слои a, a^{II}, в I-го комплекса Горяновича, мощностью 3 м с остатками C. fiber, D. Kirchbergensis, Hippopotamus sp., P. cf. antiquus, S. scrofa, C. capreolus, D. dama, Bos primigenius, C. elaphus. Еще выше идут слои 1, 2, 3, 4 II-го комплекса Горяновича, мощностью свыше 2 м, конца рисс-вюрмского интергляциала. Теплолюбивая фауна аналогична I-му комплексу, но нет Paleoloxodon cf. antiquus, Hippopotamus sp., имеются представители умеренного климата — Ursus spelaeus, Megaceros giganteus, Crocuta sp., Felis sp. Выше слоя 4 залегает однометровая толща песка с валунами миоценового песчаника начальной фазы оледенения вюрм I. Выше идут слои 5, 6 мощностью до 1,5 м с фауной холодного и умеренного климатов вюрма I: Gulo gulo, Alces alces, Bison priscus, умеренного — C. cricetus, C. lupus, V. vulpes, U. spelaeus, U. arctos priscus, Mustela cf. eversmanni, L. lynx, Equus cf. germanicus, Cervus elaphus. Слои 1—6 II комплекса Горянович называет зоной Homo и Rhinoceros mercki. Выше располагаются слои 7 и 8, мощностью 1,5 м с фауной умеренного климата и примесью теплолюбивых форм, названные Горяновичем зоной Bos primigenius. Время — W_I/W_{II}. Состав фауны: C. fiber, Glis glis, C. lupus, U. spelaeus, U. arctos priscus, M. putorius, Martes martes, F. silvestris, P. pardus,

D. kirchbergensis, S. scrofa, C. elaphus, C. capreolus, B. primigenius, 5 видов птиц, Emys orbicularis. Слой 9 Горяновича, мощностью 1 м состоит из аллювиальных песков с валунами, времени вюрм II. Присутствует холодолюбивая фауна с примесью умеренных видов: Lepus sp., Marmota marmota, C. lupus, Ursus spelaeus (95% всех костей). L. lynx, C. elaphus, R. rupicapra. Кости человека встречаются в слоях рисс-вюрмского возраста и до середины вюрма II.

3. Малез Мирко. «Результаты ревизии плейстоценовой фауны Крапины». Д. Горянович приводит (1906) в составе фауны палеолита Крапины 17 видов млекопитающих, 3 вида птиц, 1 вид черепахи, 6 видов моллюсков. В настоящее время известны 31 вид млекопитающих, 5 видов птиц, 1 вид черепахи, 6 видов моллюсков. Птицы были изучены К. Ламбрехтом (1915), мелкие млекопитающие М. Шлоссером, пещерный медведь М. Гераком (1947). Окончательная ревизия фауны пещеры Крапины проведена Мирко Малезом. Список фауны: Lepus sp. (W_{II}), Castor fiber, Cricetus cricetus (W_I), Cricetus cricetus maior (W_I), Marmota marmota (W_{II}), Glis glis (W_{II}), Canis lupus (W_I—W_{II}), Vulpes vulpes (W_I), Ursus spelaeus (RW — W_{II}), Ursus arctos priscus (W, $W_{I/II}$); Mustela putorius (W_I, $W_{I/II}$), Mustela cf. eversannii (W_I), Mustela martes (W_IW_{II}), Gulo cf. gulo (W_I), Crocuta spelaea (W_I), Felis silvestris (RW—$W_{I/II}$), Panthera pardus (RW, $W_{I/II}$), Dicerorhinus kirchbergensis (RW—$W_{I/II}$) (?), Hippopotamus sp. (1 слой RW), Palaeloxodon cf. antiquus (1 слой RW), Equus cf. germanicus (W_I), Sus scrofa (RW_I—$W_{I/II}$), Megaceros of. germanicus (W_I), Dama dama (RW), Cervus elaphus (RW—W_{II}), Alces alces (W_I), Capreolus capreolus (RW—$W_{I/II}$), Bos primigenius (RW_I—$W_{I/II}$), Bison cf. priscus (W_I), Rupicapra rupicapra (W_{II}). Птицы: Bonasa bonasia ($W_{I/II}$), Anas aut Fuligula ($W_{I/II}$), Turdus viscivorus ($W_{I/II}$), Carrulus grandarius ($W_{I/II}$), Aquila chrysaëtus ($W_{I/II}$), Рептилии: Emys orbicularis ($W_{I/II}$), Моллюски: Unio sp. (1 слой RW), Melania sp. (1 слой RW), Helix pomatia ($W_{I/II}$), Fruticicola sp. (W_{II}), Zonites sp. ($W_{I/II}$—W_{II}), Campylaea sp. (W_{II}). Д. Горянович подробно описал сурка, носорога и кости конечностей слона (1911, 1912, 1913). В составе фауны больше всего пещерных медведей (>минимум 30 особей), носорогов (>18), речных бобров (>12), благородных оленей (8 особей), волков (6), первобытных быков (6), косуль (5), барсов (4), остальных по 1—3 особи. Все виды птиц и речная черепаха по 1 особи, моллюсков 1—9 экземпляров. В составе фауны представители теплого, умеренного и холодного климатов, лесной, степной и горной зон. Это свидетельствует о смене биотопов на протяжении времени RW—W_{II}.

4. Малез Мирко. «Палеолитическая культура Крапины в свете новых исследований». В распоряжении Д. Горяновича было всего 150 орудий, происходящих из палеолита Крапины. Сейчас известно значительно больше. Уже в первых работах (1899, 1900 и др.) Д. Горянович отнес крапинский палеолит к мустье, хотя впоследствии (1913, 1918) и отмечал, что некоторые изделия из нижних слоев кажутся более древними, напоминающими ашельские. С. Бродар (1937) считает, что не исключена принадлежность палеолита Крапины к «примитивному ориньяку». Б. Шкерли (1953) относит его к «мустье с традициями ашеля и предориньяка».

В настоящей статье автор заново просмотрел все орудия крапинского палеолита (1174 экземпляра), расположив их строго по культурным слоям, что было возможно сделать, т. к. Д. Горянович на каждом образце отмечал слой, откуда извлечен образец. М. Малез заново провел полевые исследования в пещере и вокруг ее, изучил оставленный Д. Горяновичем для будущих исследователей «защитный профиль». На 50 таблицах автор поместил рисунки наиболее характерных 500 палеолити-

ческих орудий. На табл. I—VIII орудия из I-го комплекса Горяновича, характеризующиеся широкими сколами поверхностей (типа техники клектон и леваллуа), нуклеобразные и двусторонне ретушированные орудия ранней стадии мустье. На табл. IX—XIV орудия из слоя 1 II-комплекса Горяновича. Здесь часты двусторонне ретушированные орудия, плоские ручные клинья, ножи, скребки, трехгранные шила, зубчатые орудия. Это — ранняя фаза мустье с меньшими отзвуками леваллуа и клектона. На табл. XV—XX орудия слоя 2 II-го комплекса. Двусторонне ретушированные орудия, скребки и др. На табл. XXI—XXVI из слоя 3 II комплекса представлены многочисленные скребки, сходные с мустье типа Ферраси, Комб Грениль, Ла Микок. Слой 3 особенно богат остатками костей и зубов человека. На табл. XXVII—XXXI из слоя 4 II комплекса — типичное развитие мустье, сходное с мустье типа Кина, Комб Грениль, Кастилло. Найдено одно шило с леваллуазской ретушью типа Abou—Sif. На табл. XXXII—XXXV слой 5 II-го комплекса, типичное мустье. На табл. XXXVI—XL слои 6—7 II-го комплекса, типичное мустье. В слое 7 увеличивается число орудий с зубчатыми краями. Табл. XLIII—XLVII слой 8. Преобладают шила, некоторые орудия атипичны. Табл. XLVII, рис. 3—8—L. Слой 9 II-го комплекса. Скребки, ножи, зубчатые орудия, нуклеусы и атипичные орудия. Мустье финальной стадии. Д. Горянович (1913) в крапинском палеолите выделяет ядра, диски, ручные клинья, односторонние, реже двусторонние ретушированные скребла, всевозможные острия, ножи, пилки, сверла. Преобладает ступенчатая ретушь (Stufenforming), реже плоскораковистая.

5. Зупанич Иожица. «Петрографические исследования палеолитических орудий крапинского местонахождения». Было изучено 426 орудий и 748 продуктов отхода (ядра, отщепы и др.). Из них было приготовлено 30 шлифов для микроскопических исследований. Орудия изготовлены из вулканических туфов (58,2%), кремнистых туфов (18,8%), кремня (10,3), кварца (3,1%), опала (0,7%), эффузивных пород (8,7%).

6. Аделя Слепчевич. «Результаты определения абсолютного возраста крапинских ископаемых остатков по методу радиоактивного углерода C^{14}». Определение абсолютного возраста ископаемых костей по данному методу весьма сложно. Автор на 4 стр. текста описывает методику исследования. Изучение костей крапинского человека в лаборатории Гронингена показало возраст 30 000 лет. В настоящее время аналогичный анализ производится в Загребе.

7. Степан Чанадия. «Значение крапинского прачеловека в эволюции гоминид». Автор относит крапинского человека к группе неандертальцев, вымерших в последнем гляциале. Остатки пренеандертальцев встречаются здесь редко. К ним следует отнести, кроме Крапины, остатки из Таубаха, Эрингсдорфа, Гановец, Саккопасторе и другие находки времени теплого рисс-вюрмского интергляциала и начала вюрмского времени. Учет по зубам дал минимум 28 особей обоих полов в возрасте от двух до сорока лет. Было найдено 190 изолированных зубов, 20 фратментов плечевых костей, 11 радиусов, 10 локтевых, два обломка бедер. Большая часть костей искусственно расколота и обожжена. Все это указывает на возможность каннибализма. Автор не согласен с мнением Д. Горяновича о существовании в крапинском палеолите одновременно двух типов неандертальцев — var. krapinensis и var. spyensis. Однако автор склонен думать, что уже в рисс-вюрмском интергляциале жили пренеандертальцы двух типов:

1.— пренеандертальцы с явными признаками типичных неандертальцев.

2.— пренеандертальцы с некоторыми сапиентными чертами, из которых позже развился Homo sapiens.

Вообще же в рисс-вюрме среди неандертальцев наблюдается весьма значительная вариабельность в морфологическом строении и, по-видимому, в психофизиологическом отношении. Отмеченное разделение типов должно было произойти в миндель-риссе, или еще ранее во время существования штейнхеймского и гейдельбергского человека.

8. Каллай Юрай. «Сравнительные замечания о челюстях крапинских пралюдей и обзор их положения среди гоминид». Среди крапинских неандертальцев встречены нижние челюсти двух типов. У первого, преобладающего, foramen mandibulare расположен нормально сверху—вниз, имея вытянуто-овальноворонкообразную форму, у второго типа f. mandibulare лежит горизонтально, имеет овальную форму с более резким нижним гребнем по сравнению с верхним. Иногда от переднего края отходит узкий язычок. У крапинского неандертальца f. mandibulare всегда единичный и лежит ближе к нижнему краю incisurae mandibulae, чем у современного человека. Inc. mandibul. у первого мельче (10—12,5 мм), чем у современного человека (10—21 мм). Расстояние от нижнего края f. mand. до incisurae mandib. у крапинского неандертальца = 20,5—24 мм. У современного человека = 21—23 мм. Вершина ramus mandibulae над уровнем f. mand. у крапинского неандертальца=29—36 мм, у современного человека=17—39 мм. Incisura mand. у первого лежит заметно более медиально от срединной линии capitulum mandibulare и в поперечном сечении ее краниальная поверхность равномерно опускается медиально и латерально.

9. Каллай Юрай. «Особенности зубов крапинских неандертальцев». Изучением зубов крапинских неандертальцев занимались Д. Горянович-Крамбергер (1906), П. Адольф (1908), У. Шефер (1957), Ю. Каллай (1949, 1963) и другие. Большинство коренных зубов крапинских неандертальцев обладают тауродонтизмом. Различают экзотауродонтизм, когда коронка зуба имеет призматическую форму типа taurus и эндотауродонтизм, когда коронка и корень зуба имеют полую пульпу (srcika). Здесь различают гипертауродонтизм, мезотауродонтизм и гипотауродонтизм соответственно размерам пульпы зуба. По локализации пульпы различают супрарадикулярный эндотауродонтизм, когда пульпа занимает нормально много места в коронке, радикулярный эндотауродонтизм с узкой пульпой в корне, тотальный эндотауродонтизм, когда пульпа занимает большую часть корня. Среди 85 изученных зубов крапинских неандертальцев 90,4% обладали экзотауродонтизмом, а из этого числа 49% обладали супрарадикальным эндотауродонтизмом, 41,4% радикальным эндотауродонтизмом. Субрадикальный эндотауродонтизм наблюдается у Dryopithecus frinae, гейдельбергского человека, синантропа, пренеандертальца из Эрингсдорфа. Автор не согласен с мнением Д. Горяновича-Крамбергера и П. Адольфа о том, что тауродонтизм возникает вследствие срастания двух или нескольких корней вместе, т. к. это противоречит эмбриональному развитию зуба. При срастании двух корней никогда не образуется одна общая пульпа, но остаются раздельно две. Развитие тауродонтизма автор объясняет образованием вокруг растущей коронки, т. н. «гертвигова футляра» одонтобластов. Смена зубов на материалах по крапинскому неандертальцу: верхняя челюсть M^1, I^1, I^2, M^2, P^1, C, P^2, M^3, нижняя челюсть M^1, I^2, I^1, M^2 (C, P^1), P^2, M^3.

10. Круна Томич Карович. «Особенности и патологические изменения на костных остатках крапинского неандертальца». Среди 641 кости и зубов крапинских неандертальцев не обнаружено ни единого случая следов инфекционного заболевания. Преобладают механические

повреждения, например перелом акромиального конца ключицы и последующего ее правильного сращения, перелом дистального конца ульны и последующего сращения с некоторым укорачиванием кости, облом выше шейки одного верхнего медиального резца и другие случаи. У серии костей наблюдаются явления артрита, например на 5, 6, 7 шейных позвонках, по-видимому, одного индивидуума. У одного из черепов носовые кости асимметричны, правая длиннее левой. Из 19 плечевых костей у 9 вместо fossa olecrani развит foramen olecrani. Последняя особенность давала возможность с большей силой бросать копье, лучше лазить по деревьям.

11. Круна Томич-Карович. «Крапинский неандерталец и каннибализм». Кости человека в Крапинской пещере часто находились на кострищах или вокруг вместе с костями животных. Некоторые бедра и тибии расколоты вдоль, по-видимому, для добывания костного мозга. Из 1551 кости 147 были обожжены, а некоторые в разной степени обуглены. У некоторых черепов отсутствуют затылочные отверстия вместе с прилегающими частями затылочных костей, что очевидно было сделано для извлечения мозга. Аналогичные случаи констатированы у синантропов, человека из Соло и других. Вопрос о существовании каннибализма в Крапине был поставлен еще Д. Горяновичем.

12. Гергард Геберер. «О некоторых проблемах доплейстоценовой (третичной) эволюции гоминид». Проблема третичного человека существует с начала XX века. Однако доказательств существования третичных гоминид не было и только открытием гоминоидов рамапитека, брамапитека и кениапитека было доказано существование третичных мио-плиоценовых гоминид, которые однако первоначально сближались с дриопитеками из понгид. Новые находки в Египте (оазис Файюм) остатков проплиопитеков дают основание Саймону (1965) считать их непосредственными предшественниками гоминоид, что отодвигает историю развития гоминоид до 3 млн. лет назад. Устанавливается линия развития Oligopithecus savagei — Propliopithecus haekkeli — Dryopithecus sp.— Ramopithecus punjabicus — Australopithecus africanus — Homo erectus — Homo sapiens.

13. Каллай Юрай. «Палеостоматологические особенности неандертальцев из Крапины». Во всей серии зубов крапинских неандертальцев не было найдено ни одного зуба с явлениями кариоза. На шести зубах доказана гипоплазия эмали (на C и P), возможно как последствия тетании. Наблюдается один случай ostitis pararadicularis. На одной нижней челюсти обнаружен парадонтитис (периодонтоклазия) с обильным развитием «зубного камня», артритом с развитыми остеофитами. В этой же нижней челюсти не было P_1—P_4, что произошло, вероятно, вследствие их выпадения от воспалительного процесса. Под корнем P_2 этой же нижней челюсти развит эмболюс. На одной нижней челюсти обозначены ортодонтические изменения (P_4 повернут вокруг оси, все передние зубы сидят в одной прямой линии, а P_4 расположен сзади от C). У одной нижней челюсти только три моляра действовали (аттрит), у другой ненормально расширена апикальная часть корня P_4 sin. На одной нижней челюсти сильно выражена ортодонтная аномалия P_4 sin, повернутого вокруг своей оси и с сильно удлиненным корнем P_2 dex. В одном случае на корне молочного резца развита продольная борозда. Д. Горянович-Крамбергер считал, что здесь срослись два корня, но каждый с отдельным каналом. (P_4 inf. cum duabus radicibus).

14. Каллай Юрай. «Научная конференция 70-летия открытия Крапинской пещеры». 31 мая 1969 г. в г. Загребе состоялась научная конференция в связи с 70-летием открытия крапинского неандертальца, созванная Секцией истории медицины и Отделом естествознания Юго-

славской Академии наук и искусств и геолого-палеонтологическим музеем Загреба. Конференция имела межреспубликанское значение с участием некоторых зарубежных ученых (антропологи Г. Геберер и Ц. Ц. Шефер). Присутствовало до 100 человек. Конференцию открыл председатель Ю. Каллай, который в своей речи кратко изложил историю открытия пещеры и перспективы ее дальнейшего изучения. Скопление костей ископаемых животных было впервые открыто учителем с. Крапины Регоричем и жителем села Службой в песках у пещеры и затем 23 августа 1899 г. посещено Д. Гориновичем-Крамбергером, тогда же нашедшим здесь зуб неандертальца. Это послужило основанием для дальнейших исследований Д. Горяновича. В 1906 г. вышла монография Д. Горяновича-Крамбергера «Der diluviale Mensch von Krapina in Kroatien. Wiesbaden». После речи Ю. Каллая последовали доклады, рассмотренные выше. Затем был осмотрен геолого-палеонтологический музей г. Загреба, в котором хранятся материалы из Крапины. 1 июня утром была совершена на автобусах экскурсия в Крапинскую пещеру, в которой приняло участие 50 делегатов конференции под руководством М. Малеза и Ю. Каллая. В Крапине была осмотрена пещера и Музей эволюции человека.

В 1973 г. в г. Загребе издан туристический буклет, посвященный пещере Крапина. Возле пещеры организована туристическая база и Музей эволюции человека. В музее находится большое число экспонатов, имеющих отношение к истории пещеры и эволюции человека. Пещера реконструирована — в ней устроено кострище и группа — реконструкция трех неандертальцев. Возле пещеры живописно расставлены реконструкции в натуральную величину: неандерталец и несколько животных того времени — пещерный медведь, гигантский олень, лось, речной бобер, россомаха, носорог. Время обитания людей в пещере Крапина принимается в 46 000—30 000 лет тому назад.

Н. И. Бурчак-Абрамович

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 46 1976

ПРИЛОЖЕНИЕ

Н. В. КИНД, Л. Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ, С. Н. ВИНОГРАДОВА,
А. Л. РЯБИНИН, В. С. ФОРОВА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ГИН АН СССР

Сообщение VIII

Азиатская часть СССР

Западный Таймыр

ГИН-651 **510±80**

Ветки. Р. Хета, верховья, 30-метровая террасовидная поверхность, ожелезненные галечники, залегающие под мореной, глубина около 28 м. Предполагаемый возраст — казанцевский. Дата свидетельствует о современном возрасте древесины, возможно замытой в галечники. Образцы 651, 656, 661, 663, 670, 684, 685, 686, 688, 690, 692, 695 отобраны Л. Д. Сулержицким и Н. В. Кинд в 1971 г.

ГИН-656 **29200±400**

Растительный детрит. Р. Хета в 2 км выше рч. Бомбай. Террасовидная поверхность высотой 15 м. Песчано-галечные отложения, глубина 5,5 м.

ГИН-661 **14200±250**

Корешки растений. Р. Хета, Крутой яр в 8 км выше пос. Волочанка. 20—22-метровая терраса, сложенная песчано-глинистыми осадками, глубина 8—10 м. Дата свидетельствует о сартанском возрасте отложений.

ГИН-663 **30800±1200**

Торф. Р. Хета, 1 км ниже пос. Волочанка. Террасовидная поверхность высотой 20—22 м, сложенная преимущественно озерно-аллювиальными супесями, глубина около 10 м. Ранее из этого разреза с глубины 5 м была получена дата 12 700±400 (ГИН-662) (Кинд и др., 1975).

ГИН-670 **22000**

Растительный детрит. Р. Боярка, правый приток р. Хета. Террасовидный уступ высотой 23 м, сложенный озерно-аллювиальными отложениями, залегающими над галечниками. Глубина 7 м.

ГИН-684г **36000**

Растительный детрит. Р. Большая Романиха, в 20 км выше устья. Озерно-аллювиальные песчано-алевритистые отложения, залегающие на морене и морских отложениях. Глубина 6 м. Предполагаемый возраст — каргинский.

ГИН-685г **46000**

Торф. Нижнее течение р. Большая Романиха. 25-метровый уступ, сложенный морскими отложениями предположительно каргинского возраста, залегающими на меловых породах. На глубине 17 м — включение торфа неправильной формы размером 1×1,5 м

(возможно, древний обвал). Дата не противоречит картинскому возрасту вмещающих пород.

ГИН-686 **46000**

Торф. Р. Маймеча, нижнее течение. Террасовидный уступ высотой 15 м. Галечник (флювиогляциальные (?) отложения), залегающие на меловых породах. Линза торфа на глубине 3 м от бровки. Дата указывает на возможное переотложение торфа.

ГИН-688 **39700±2000**

Растительный детрит. Р. Маймеча у рч. Тоннах. Террасовидная поверхность высотой 20 м, сложенная песчано-галечными отложениями. Глубина 15 м. Дата указывает на каргинский возраст детрита.

ГИН-690 **48000**

Растительный детрит. Р. Маймеча, 20 км ниже ГИН-688. Песчано-галечные аллювиальные отложения, глубина 4 м.

ГИН-692 **13700±180**

Корешки растений. Р. Хета у рч. Кресты-Юрях. 23-метровый уступ, сложенный песчано-алевритистыми отложениями, глубина 1,0 м. Дата свидетельствует о позднесартанском возрасте отложений.

ГИН-695 **48000**

Торф с обломками древесины. Р. Котуй, 6 км выше устья. Морские песчаные отложения с прослоем торфа, на 6 м выше уреза реки.

ГИН-750 **36000**

Торф. Верхнее течение р. Малая Романиха, 25-метровая поверхность, сложенная озерными алевритами с прослоями торфа, залегающими на морене. Глубина 1 м. Предполагаемый возраст — сартанский. Дата свидетельствует о более древнем возрасте или о переотложении органического материала. Образцы ГИН-750—752, 757, 762, 763 предоставлены Л. Л. Исаевой в 1972 г.

ГИН-751 **36000**

Моховой торф. Р. Малая Романиха, 7,6 км выше р. Верхняя Сиеченях. Озерно-аллювиальные песчано-алевритистые отложения, залегающие под мореной предположительно сартанского возраста. Глубина 2 м от кровли слоя. Предполагаемый возраст — каргинский.

ГИН-752а **29700±300**

Растительный детрит. Р. Большая Романиха, 6 км выше р. Верхняя Сиеченях. Озерно-аллювиальные и аллювиальные песчано-алевритистые и песчано-гравийные отложения, залегающие под мореной предположительно сартанского возраста, глубина 33 м (у самого уреза реки). Предполагаемый возраст — каргинский.

ГИН-752б **33300±400**

Торф. Там же, глубина 13 м (5 м ниже подошвы морены). Инверсия ГИН-752а и 752б свидетельствует о замоложении» ГИН-752а, что, возможно, связано с близостью обр. 752а к урезу воды. Обе даты подтверждают каргинский возраст озерно-аллювиальных отложений.

ГИН-756 **48000**

Древесина. Р. Малая Романиха у «Большой петли». Аллювиальные косослоистые пески, залегающие под двумя горизонтами морен, разделенными озерно-аллювиальными отложениями. Образец отобран в 2 м выше уреза реки. Предполагаемый возраст — казанцевский.

ГИН-757 **3950±50**

Обломки древесины. Р. Новая, Озерно-аллювиальные пески с прослоями суглинка и растительного детрита, залегающие стратиграфически ниже морены. Образец отобран в 2 м выше уреза реки. Предполагаемый возраст — казанцевский. Дата свидетельствует в пользу каргинского возраста отложений и сартанского возраста перекрывающей их морены.

ГИН-762 **46300±2000**

Торф. Р. Логота, 12 км выше устья р. Сыружа-Яму. Песчано-алевритистые отложения, слагающие уступ высотой 23 м. Глубина 1,7 м.

ГИН-763 **4150±100**

Древесина. Р. Логота у устья р. Малая Логота. Торфяник мощностью 2 м в суглинистых отложениях. Глубина от кровли 0,7 м.

ГИН-770 **7920±50**

Древесина лиственницы. Истоки р. Большая Балахня. Плавник. Образцы ГИН-770 и все последующие до ГИН-826 отобраны Л. Д. Сулержицким в 1972 г.

ГИН-771 **6070±100**

Древесина. Там же, где ГИН-770, склон к реке, высота 30 м.

ГИН-772 **7950±80**

Древесина. Там же, на водоразделе. Высота 80 м над урезом р. Б. Балахня.

ГИН-773 **5450±200**

Древесина. Там же. Склон, высота над урезом реки 20 м. Даты ГИН-770—773 относятся к «климатическому оптимуму» голоцена и свидетельствуют о распространении в это время лесной растительности на месте современной тундры.

ГИН-775 **8090±80**

Торф. Верховья р. Большая Балахня, 10-метровый уступ, вскрывающий торфяник мощностью 2 м. Глубина 0,5 м.

ГИН-776 **8030±100**

Торф. Там же, глубина 0,4 м. Ранее из этого же разреза с глубины 1,7 м была получена дата 8310±70 (ГИН-774). Все три даты свидетельствуют о накоплении торфяников во время «климатического оптимума» голоцена.

ГИН-778 **5820±120**

Веточки. Верховья р. Большая Балахня, к северу от оз. Курунушка. Уступ высотой 10—12 м, вскрывающий суглинки с линзами торфа, залегающие на тонких супесях с растительным детритом (старичный аллювий?). Глубина 1,1 м.

ГИН-782 **4660±30**

Древесина. Р. Большая Балахня. 400 м ниже р. Тарида. Терраса высотой 6 м. Глубина 0,6 м.

ГИН-784 **39900±1500**

Растительный детрит. Р. Большая Балахня, 5,5 км выше рч. Бягода-Турку-Яму. 10-метровый береговой уступ на склоне высокой поверхности, вскрывающий песчано-глинистые озерно-аллювиальные отложения. Глубина 5,5 м. Дата свидетельствует о каргинском возрасте отложений.

ГИН-785 **33000±2000**

Моховой торф. Р. Большая Балахня в 3 км ниже отм. уреза реки 41 м. Песчаные отложения в разрезе байдараха, сползшего по склону. Высота над уровнем реки 18 м. Дата свидетельствует о каргинском возрасте отложений.

ГИН-786 **8550±230**

Растительный детрит. Р. Большая Балахня, 2,5 км ниже ГИН-785. 12-метровый уступ, вскрывающий озерные тонкослоистые глины с прослоями растительного детрита. Глубина от бровки 5 м.

ГИН-787 **36000**

Растительный детрит. Р. Большая Балахня. Уступ 22-метровой поверхности, вскрывающий до глубины 6 м ледниково-морские отложения, лежащие на песках с прослоями растительного детрита. Глубина от кровли слоя 4 м.

ГИН-788 **6500±250**

Растительный детрит. Там же, современный свал намывного детрита на косе. Дата свидетельствует, что детрит переотложился из среднеголоценовых осадков.

ГИН-789 **8440±210**

Древесина. Там же.

ГИН-791 **9180±100**

Торф. Р. Большая Балахня, 14 км выше устья рч. Нюкинда. Терраса высотой 11 м, сложенная супесями с прослоями торфа и растительного детрита. Глубина 2 м.

ГИН-792 **10400±250**

Растительный детрит. Там же, глубина 2,5 м. Даты ГИН-791, 792 свидетельствуют о позднеледниковом — раннеголоценовом возрасте террасы.

ГИН-794 **39500±2000**

Растительный детрит. Р. Большая Балахня, 2 км ниже рч. Бедербо-Торида, 15-метровый береговой уступ, вскрывающий песчано-глинистые отложения нижней части разреза 30-метровой поверхности. Образец отобран с высоты 4 м над урезом реки. Дата свидетельствует о каргинском возрасте озерно-аллювиальных отложений.

ГИН-796 **31800±400**

Растительный детрит. Р. Большая Балахня, 7 км выше р. Осянду-Яму. Береговой уступ, вскрывающий низы разреза озерно-аллювиальной равнины (то же, что ГИН-794). Образец отобран с высоты 5 м над урезом реки. Дата подтверждает каргинский возраст отложений.

ГИН-797 **48000**

Древесина. Р. Большая Балахня, 2 км выше р. Бирбачу. Склон водораздела, высота 15 м над урезом реки. Дата свидетельствует о переотложении древесины из древних осадков.

ГИН-799 **6400±100**

Торф. Р. Большая Балахня, 2 км юго-восточнее отметки 12 м. Террасовидная поверхность, сложенная сверху песчано-алевритистыми (аласными?) отложениями с прослоями торфа. Глубина 5 м.

ГИН-800 **7100±100**

Торф. Р. Большая Балахня, 2 км ниже рч. Кыырса-Юрэх. Уступ высотой 9 м, сложенный песчаными отложениями с прослоями намывного торфа. Образец взят с высоты 8 м над урезом реки.

ГИН-801 **48000**

Веточки. Р. Большая Балахня 1,5 км выше р. Бедей. 14-метровый береговой уступ, сложенный песчано-глинистыми морскими (?) отложениями. Образец отобран с высоты 2 м над урезом реки.

ГИН-803 **48000**

Древесина (ствол лиственницы). Р. Большая Балахня, 6 км ниже р. Бедей. 28-метровый береговой уступ высокой поверхности, вскрывающий супеси с растительными остатками и с галечником в основании, лежащем на меловых отложениях. Супеси на высоте 15 м перекрыты мореной. Образец отобран с высоты 8 м над урезом реки.

ГИН-804 **7620±40**

Древесина. Побережье Хатангского залива, 2,5 км к востоку от Избы. Терраса высотой 5 м, сложенная песчано-суглинистыми отложениями, содержащими внизу морские раковины. Образец отобран с высоты 1 м над ур. моря. Дата свидетельствует о голоценовом возрасте террасы.

ГИН-806 **8270±160**

Корешки растений. Хатангский залив, 1 км к ВСВ от Избы. 8-метровый уступ, сложенный песками, супесями и суглинками с прослоями торфа (внизу) и мелких корешков (вверху), глубина 1,2 м от бровки. Ранее для мохового торфа с глубины 6 м была получена в ГИН'е дата 32 300±2000 (Кинд и др., 1975), свидетельствующая о каргинском возрасте нижних горизонтов разреза.

ГИН-808 **5860±130**

Растительный детрит. Хатангский залив, 1 км к западу от Избы. Намывной детрит на береговом мысу.

ГИН-809 **6960±80**

Растительный детрит. Там же, что ГИН-808.

ГИН-810 **5100±100**

Растительный детрит. Там же, что ГИН-808, 809.

ГИН-811 **7400±100**

Растительный детрит. То же, что ГИН-808-810. Даты ГИН-808—811 свидетельствуют о переотложении растительного детрита из среднеголоценовых отложений и образовании их в период «климатического оптимума».

ГИН-813 **7900±150**

Торф. Р. Боганида (правый приток р. Хета), 4 км ниже р. Средняя. 7-метровая терраса, сложенная песками и супесями. Глубина 2 м. Ранее из этого же слоя была получена дата для древесины березы 8250±100 (ГИН-812) (Кинд и др., 1975).

ГИН-815 **31800±800**

Торф и растительный детрит. Р. Боганида, 0,5 км ниже р. Тановская. 7-8-метровая терраса (?), сложенная песками с намывным торфом и детритом. Глубина 5,5 м. Дата свидетельствует о каргинском возрасте нижних горизонтов разреза.

ГИН-816 **4430±30**

Древесина. Р. Боганида, 1 км выше рч. Островная. 7-8-метровая терраса. Образец отобран из основания торфяного прослоя с глубины 1 м.

ГИН-817 **1860±40**

Древесина лиственницы. Р. Боганида, 7 км выше рч. Половинная. Терраса высотой 4 м, сложенная песками и супесями. Глубина 3 м. Дата свидетельствует о том, что лиственница произрастала здесь около 2000 лет назад.

ГИН-818 **34000**

Растительный детрит. Р. Боганида, 1 км ниже рч. Ямная. Уступ высотой 13-14 м, сложенный песками и супесями с прослоями растительного детрита. Образец взят у уреза реки.

ГИН-819 **больше 48000**

Торф. Там же, высота 3,5 м над урезом реки.

ГИН-821а **больше 46000**

Растительный детрит. Р. Боганида, 1,5 м ниже фактории Боганида. Террасовидный уступ высотой 9 м, сложенный песками и супесями (внизу) и суглинками (вверху). Образец отобран с высоты 0,6 м над урезом реки. Ранее из перекрывающих песков, с глубины 0,5 м от поверхности получена дата по древесине березы 8800±130 (ГИН-820) (Кинд и др., 1975), свидетельствующая о двучленном строении разреза.

ГИН-822 **больше 36000**

Торф. Р. Боганида, 7-8 км ниже р. Рыбная, 13-метровый уступ, сложенный песками и супесями. Глубина 9 м.

ГИН-825 **больше 48000**

Древесина. Р. Боганида, 12-метровый береговой уступ, сложенный песками, лежащими на морене. Образец отобран из основания песков с глубины 6 м.

ГИН-826 **больше 48000**

Древесина. Там же, что ГИН-825.

ГИН-928 **15870±170**

Корешки, обломки веточек. Р. Хатанга, правый берег, 3 км выше о-ва Мур-Табелях. Террасовидный уступ высотой 12—15 м, сложенный песчаными отложениями с прослоями растительных остатков. Глубина 3 м. Дата свидетельствует о сартанском возрасте песков. Образцы ГИН-928, 935, 937, 938, 939, 941, 943, 945 отобраны Л. Д. Сулержицким в 1973 г.

ГИН-935 II **4660±1000**

Древесина окатанная. Р. Новая (левый приток Хатанги), урочище Арымас. 15-метровый террасовидный уступ, сложенный песчано-алевритистыми отложениями. Образец взят с высоты 5,5 м над урезом реки.

ГИН-935 III **38300±1500**

Древесина. Там же, что ГИН-935 II. Даты-935 II и III свидетельствуют о каргинском возрасте древесины и ее возможном переотложении.

ГИН-937 **17780±200**

Корешки, мелкие веточки. Р. Хатанга, протока Нуждина. 11-метровый уступ, сложенный песками и супесями с прослоями растительных остатков. Глубина 3 м.

ГИН-938 **15630±80**

Веточки растений. Р. Хатанга, 2 км ниже пос. Обойное. 19-метровый уступ, сложенный песчаными отложениями. Дата близка к ГИН-937 и 928 и свидетельствует о сартанском возрасте песчаных отложений, слагающих 15—10-метровую поверхность правобережья р. Хатанга.

ГИН-939а **4900±50**

Обломки древесины. Р. Малая Балахня, 65 км выше устья. Плавник на побережье.

ГИН-939б **5880±50**

То же.

ГИН-939в **5740±110**

То же.

ГИН-939г **6640±40**

То же.

ГИН-939д **7420±100**

То же.

Даты ГИН-939 а — д падают на «климатический оптимум» голоцена и свидетельствуют о развитии в это время лесной растительности на месте современной тундры.

ГИН-941 **42800±1000**

Обломки древесины. Р. Малая Балахня, 30 км выше устья, 25-метровый уступ, сложенный косослоистыми песками и супесями и тонкослоистыми озерными глинами. Образец отобран из глин с высоты 5 м над урезом реки. Дата свидетельствует о каргинском возрасте озерных отложений.

ГИН-943 **больше 52000**

Веточки. Р. Хатанга у мыса Крестовский. 30-метровый уступ, сложенный косослоистыми песками и супесями с ожелезненными галечниками в основании. Толща залегает на меловых породах и перекрывается ледниково-морскими отложениями. Образец отобран с высоты 1,5 м выше подошвы толщи.

ГИН-944 **39700±1000**

Торф. Там же, 2 м выше подошвы слоя.

ГИН-945 **47100±2500**

Ствол лиственницы. Там же, что ГИН-944. Расхождение ГИН-943 и 944 с ГИН-945 свидетельствует либо об омоложении первых двух дат, либо о переотложении растительного детрита из более древних отложений.

ГИН-947 **27200±800**

Раковины Hiatella arctica: р. Шренк (приток р. Нижняя Теймыра), 6 км выше р. Посадочная. Береговой уступ высотой 10 м, сложенный алевритами и песками с обильными остатками морской фауны, залегающими на аллювиальных песчано-галечных отложениях и перекрытых на высоте 10,5 м флювиогляциальными песками. Образец отобран из верхней части морских песчаных отложений с глубины 1,5 м от кровли. Дата свидетельствует о позднекаргинском возрасте морских отложений. Образцы ГИН-947, 951, 955, 957, 958 отобраны Н. В. Кинд и Л. Д. Сулержицким в 1973 г.

ГИН-951 **5780±90**

Веточки. Р. Шренк, 12 км ниже р. Посадочная. Терраса высотой 5,5 м, сложенная алевритами с прослоями растительного детрита, залегающими на песчано-галечных отложениях. Глубина 1,2 м.

ГИН-955 **8040±100**

Растительный детрит. Р. Шренк, 3 км ниже р. Равнинная. 7-метровая терраса, сложенная вверху песчано-алевритистыми, внизу — галечными отложениями. Глубина 2,5 м.

ГИН-957 **26600±500**

Раковины Hiatella arctica и др. Р. Шренк, 3 км выше устья. 12—14-метровый уступ, сложенный в основании морскими осадками с обильными раковинами. Дата свидетельствует о позднекаргинском возрасте осадков (аналоги ГИН-947).

ГИН-958 **5750±100**

Ствол ольхи. Р. Нижняя Таймыра, водораздельная поверхность, высота около 100 м над рекой. Дата свидетельствует о среднеголоценовом возрасте древесины.

ГИН-963 **29700±1000**

Торф. Р. Большая Балахня, верхнее течение. Нижняя часть подмытого склона 30-метровой поверхности, сложенной морскими и лагунными алевритами. Глубина 15 м. Дата свидетельствует о позднекаргинском возрасте отложений. Из этого же обнажения получена дата ГИН-787 (36 000) по растительному детриту из более низких горизонтов разреза. Образцы ГИН-963, 965, 967, 977, 978, 980, 983, 984, 988, 990, 995, 10001, 1001, 1004, 1006, 1007, 1008, 1014 предоставлены Л. Л. Исаевой в 1973 г.

ГИН-965 **42000±1000**

Торф. Р. Большая Балахня, 10 км выше р. Око. 25-метровый уступ, вскрывающий нижнюю часть разреза 60-метровой поверхности. Аллювиальные пески и супеси, залегающие под мореной. Образец отобран с высоты 15 м над урезом реки. Предполагаемый возраст — казанцевский. Дата свидетельствует о каргинском возрасте отложений.

ГИН-967 **450±80**

Обломки древесины. Р. Большая Балахня, 2 км выше р. Бирбачу. Пески с растительным детритом под мореной. Дата свидетельствует о современном возрасте детрита, по-видимому, вмытого в склон обнажения рекой.

ГИН-977 **больше 52000**

Древесина. Верховья Боганиды, оз. Сынтабул. Склон, врезанный в край ледниковой гряды. Озерные песчано-алевритовые отложения, залегающие под мореной (?).

ГИН-978 **48000**

Обломки древесины. Р. Боганида, 15 км (по прямой) выше устья. Уступ 30-метровой террасовидной поверхности, сложенный косослоистыми песками, залегающими на пачке слоистых алевритов и глин. Образец отобран из основания песков с глубины 14 м.

ГИН-980 **8140±40**

Древесина. Истоки р. Ладоннах. Водораздельные торфяники мощностью 2 м с обломками древесины в основании, залегающие в тонких пылеватых песках и супесях. Глубина 4 м. Дата свидетельствует о накоплении аласных (?) торфяников в эпоху «климатического оптимума» голоцена.

ГИН-983 **45500±1200**

Растительный детрит. Оз. Якса, береговое обнажение, вскрывающее озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения с прослоями торфа и растительного детрита. Глубина от бровки 7 м. Дата свидетельствует о древнем (каргинском?) возрасте осадков.

ГИН-984 **28300±1200**

Торф. Р. Боганида, 7,5 км выше фактории Боганида. Береговой обрыв высотой 15 м, вскрывающий разрез 45—50-метровой озерно-аллювиальной равнины, широко развитой в бассейне среднего течения Боганиды. Тонкозернистые пески с прослоями алевритов, торфа и растительного детрита. Образец отобран из основания разреза. Дата свидетельствует о каргинском возрасте отложений.

ГИН-988 **23800±500**

Моховой торф. Тот же разрез, глубина 2 м. Дата хорошо согласуется с ГИН-984.

ГИН-990 **45800±1000**

Древесина. Р. Гули, 4,5 км выше устья. 20-метровый уступ, вскрывающий пачку косослоистых песков, перекрытых 2-метровой пачкой галечников. Образец отобран из нижней части песков с высоты 5 м над урезом реки. Из верхней части песчаных отложений с глубины 4 м была получена дата 19100±600 (ГИН-687). Расхождение дат свидетельствует либо о двучленном строении толщи, либо о переотложении древесины.

ГИН-995 **50000**

Древесина. Р. Сабыда, 45 км выше устья. 15-метровый береговой уступ, вскрывающий пачку аллювиальных песчаных отложений. Глубина 7 м. Предполагаемый возраст каргинский. Дата не дает однозначного ответа.

ГИН-1000 **32800±2000**

Торф. Р. Большая Балахня, 5 км выше устья р. Каламута-Яму. Склон 30-метровой озерно-аллювиальной террасы. Переслаивание косослоистых песков и алевритов. Образец отобран из линзы торфа в основании разреза. Глубина 18 м. Предполагаемый возраст — каргинский.

ГИН-1001 **48000**

Обломки древесины. Р. Горелая. Береговой склон, вскрывающий морские алевриты с фауной пелеципод и с обломками древесины. Глубина 4,5 м. Предполагаемый возраст — санчуговский. Дата не дает однозначного ответа.

ГИН-1004 **44500±1000**

Древесина. Р. Око (приток р. Большая Балахня), 2 км выше устья. 15-метровый уступ 20—25-метровой озерно-аллювиальной террасы. Песчано-алевритовые отложения с прослоями торфа с кусками древесины. Глубина 7 м от бровки. Предполагаемый возраст — каргинский.

ГИН-1007 **7510±120**

Древесина. Бассейн р. Горелая. Небольшое безымянное озеро в 5 км к ЗЮЗ от оз. Егорка. Береговой склон, вскрывающий алевриты и торфяники с кусками древесины. Глубина 3 м. Предполагаемый возраст — каргинский. Дата свидетельствует о молодом голоценовом возрасте торфяника.

ГИН-1008 **50000**

Торф. Истоки р. Ладоннах. Обрыв к ручью на водоразделе, вскрывающий озерные песчано-алевритовые отложения с прослоями торфа. Глубина 5 м. Предполагаемый возраст — каргинский. Дата не дает однозначного ответа.

ГИН-1014 **29500±1200**

Древесина. Р. Ледяная, 3 км от устья. Береговой уступ, вскрывающий нижнюю часть разреза 30-метровой террасовой поверхности. Песчаные и песчано-алевритовые отложения с гальками в основании, лежащие на морене и перекрытые флювиогляциальными галечниками. Образец отобран из основания песчаной толщи, с глубины 10 м. Предполагаемый возраст — каргинский.

Красноярский край

ГИН-495 **больше 48000**

Растительный детрит. Красноярский край, р. Котуй, 4 км ниже р. Средний Кочобыран. VI терраса, высотой 45 м, глубина 20 м. Предполагаемый возраст — казанцевский или раннезырянский. Образец отобран Л. Л. Исаевой в 1969 г.

Якутская АССР

ГИН-538 **41300±1500**

Древесина. Якутская АССР, р. Яна, юго-восточнее оз. Спирка. Покровные супеси с ледяными жилами, глубина 20 м. Предполагаемый возраст — верхний плейстоцен. Образцы ГИН-538, 541, 546, 550, 554 и 707 отобраны В. В. Колпаковым в 1970 г.

ГИН-546 **5330±50**

Древесина. Якутская АССР, р. Бытанктай (приток Лены), 8 км ниже устья р. Куренах. I надпойменная терраса высотой 6 м, глубина 1,25 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ГИН-550 **3340±30**

Древесина. Якутская АССР, р. Бытанктай, 5 км ниже устья р. Малый Саккырыр. Терраса высотой 4,5 м, глубина 2 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ГИН-541 **15500±50**

Корешки растений. Якутская АССР, р. Яна, обн. Мус-Хайна. Покровные супеси с ледяными жилами, глубина 5 м. Предполагаемый возраст — сартанский. Ранее из этого же обнажения с глубины 15 м была получена дата 38800±1600 (ГИН-540), близкая к ГИН-538, свидетельствующая о каргинском возрасте подстилающих осадков.

ГИН-954 **33500±1000**

Древесина. Р. Яна, правый берег выше устья р. Улахан-Ольджа. Терраса высотой 11 м, глубина 2 м. Предполагаемый возраст — голоцен. Дата свидетельствует о более древнем — каргинском — возрасте отложений, или о переотложенном залегании древесины.

ГИН-704 **44000±1500**

Древесина. Бассейн р. Омолой, р. Улахан-Сак-Кырыр у пос. Батагай-Аныта. Озерные отложения внутри конечноморенного пояса Улахан-Кюэльской стадии. Предполагаемый возраст — сартанский. Дата свидетельствует о более древнем — каргинском — возрасте древесины, возможно, переотложенной.

ГИН-890 **36000**

Торф. Р. Вилюй, 26 км выше г. Вилюйск, Чебыдинское обнажение. IV терраса, покровные отложения, глубина 11 м. Предполагаемый возраст — казанцевский. Образцы ГИН-890—893, 896, 897, 899, 901—904, 910—912 отобраны И. Л. Шофман (ЦНИГРИ) в 1973 г.

ГИН-891 **42000±1500**

Торф. То же обнажение, глубина 12 м. Дата говорит в пользу каргинского возраста отложений.

ГИН-892 **48000**

Торф. То же обнажение, глубина 18 м. Даты ГИН-890 и 892 не противоречат каргинскому возрасту отложений.

ГИН-893 **50000±2000**

Растительный детрит. Р. Марха у пос. Заозерное. Аллювий II террасы, высотой 20 м. Глубина 10,5 м.

ГИН-896 **43100±1800**

Растительный детрит. Р. Марха у пос. Малыкай. Аллювий II террасы, глубина 5,0 м. Даты ГИН-893 и 896 свидетельствуют о каргинском возрасте аллювия.

ГИН-897 **12760±150**

Растительный детрит. Р. Марха у пос. Заозерное. Аллювий I террасы, глубина 7 м.

ГИН-899 **11540±140**

Древесина. Та же терраса, глубина 1,7 м.

ГИН-912 **10400±200**

Растительный детрит. Та же терраса, глубина 1,5 м. Даты ГИН-897, 899, 912 свидетельствуют о позднеледниковом возрасте террасы.

ГИН-901 **3320±170**

Древесина. Р. Марха у пос. Заозерное. Пойменные отложения, глубина 2,5 м.

ГИН-902 **3600±150**

Растительный детрит. Там же, глубина 5,0 м. Даты ГИН-901 и 902 свидетельствуют о позднеголоценовом возрасте пойменных осадков.

ГИН-904 **20300±500**

Растительный детрит. Р. Вилюй у устья р. Марха. Высокая пойма, глубина 11 м. Дата свидетельствует о сартанском возрасте цоколя (?) поймы.

ГИН-910 **12100±100**

Обломки древесины. Р. Вилюй у Верхневилюйска. Озерные отложения на II террасе, глубина 2 м. Дата свидетельствует о позднеледниковом возрасте отложений.

ГИН-740 **46300±2500**

Обломки древесины и растительный детрит р. Вилюй, 12 км ниже р. Чебыда. Покровные суглинки на IV террасе, глубина 5,5 м. Образцы ГИН-740, 741, 746, 1025, 1026, 1031 отобраны М. Н. Алексеевым в 1970 г.

ГИН-741 **37000±1300**

Обломки древесины и растительный детрит. То же, что ГИН-740, глубина 11 м.

ГИН-1026 **34700±1300**

Торф. То же, что ГИН-741.

ГИН-1031 **47500±2300**

То же, фракция гумуса (1-ая вытяжка).

ГИН-1031 **42300±1500**

То же, фракция гумуса (2-ая вытяжка). Даты ГИН-740, 741, 1026 и 1031 согласуются с ГИН-891 и свидетельствуют в пользу каргинского возраста покровных отложений. Инверсия ГИН-740 и 741 связана, по-видимому, с омоложением ГИН-741 углеродом, что подтверждается датой ГИН-1026 по сравнению с датой ГИН-1031, полученной по гумусу.

ГИН-746 **34800±1000**

Древесина. Р. Вилюй, 3,5 км ниже пос. Верхневилюйск. Песчаные отложения II террасы высотой 17—22 м. Глубина 17 м. Дата согласуется с ГИН-893 и 896 и свидетельствует о каргинском возрасте аллювия.

ГИН-1025 **36600±500**

Древесина. Р. Вилюй, 5 км выше устья р. Тыалычимы. Прослой торфа в основании озерных супесей с ледяными жилами. Глубина 10 м. Дата свидетельствует в пользу каргинского возраста осадков.

Дальний Восток

ГИН-742 35100±1200

Обломки древесины. Биробиджан, бассейн р. Амур. Колонковая скважина 8с на террасе. Глубина 23 м. Предполагаемый возраст — каргинский. Образцы ГИН-742—745, 747 отобраны М. Н. Алексеевым в 1972 г.

ГИН-743 48600±2300

Обломки древесины. Та же скважина, глубина 3—19 м. Даты ГИН-742, 743 не противоречат каргинскому возрасту аллювия. Инверсия дат, возможно, объясняется загрязнением образцов при прохождении скважины.

ГИН-744 35000±1300

Древесина. Приморский край, Хасанский район, у оленьей фермы. II терраса, песчаный аллювий, глубина 7 м. Предполагаемый возраст — начало сартана.

ГИН-745 22200±500

Обломки древесины. Там же, глубина 8 м. Дата свидетельствует о раннесартанском возрасте отложений. Более древний возраст ГИН-744, возможно, объясняется переотложением древесины из более древних каргинских отложений.

ГИН-747 $_{ГП}$ 36000

Торф. Хасанский район, к ЮВ от пос. Новая Деревня. Аллювий II террасы высотой 10 м, глубина 8 м.

Камчатка

ГИН-608 4600±80

Торф. Западная Камчатка, побережье Охотского моря, 3 км от устья р. Ковран. Уступ высотой 11 м, вскрывающий торфяники. Глубина 0,45—0,50 м. Предполагаемый возраст — голоцен. Образцы ГИН-608—618 отобраны Л. Д. Сулержицким в 1969 г.

ГИН-609 4860±80

Торф. Там же, глубина 0,50—0,55 м.

ГИН-610 5840±100

Торф. Там же, глубина 0,88—0,93 м.

ГИН-611 6130±150

Торф. Там же. Глубина 1,50—1,60 м.

ГИН-612 6730±40

Торф. Там же. Глубина 2,10—2,20 м.

ГИН-613 7690±150

Торф. Там же. Глубина 3,00—3,10 м.

ГИН-614 9160±140

Торф. Там же. Глубина 3,80—3,90 м.

ГИН-615 4670±40

Торф. Тот же разрез торфяников, но в 300 м севернее. Глубина 0,70—0,80 м.

ГИН-616 5760±30

Торф. Там же. Глубина 1,30—1,40 м.

ГИН-617 6800±170

Торф. Там же. Глубина 1,70—1,80 м.

ГИН-618 **8630±160**

Торф. Там же. Глубина 2,20—2,30 м.

ГИН-843 **35000**

Почва болотного типа. Оз. Кроноцкое. Основание пирокластической толщи вулкана Крашенинникова, 2,5 м над уровнем озера. Обр. ГИН-843, 844 отобраны О. А. Брайцевой (Ин-т вулканологии АН СССР) в 1972 г.

ГИН-844 **7700±200**

Обугленная древесина. Долина р. Карымская. Основание слоя пемзы вулкана Карымский. Дата свидетельствует о голоценовом возрасте пемзы.

ГИН-1034 **1490±70**

Уголь. Вулкан Опала, Бараний амфитеатр. Основание пирокластического выброса. Дата свидетельствует об очень молодом извержении вулкана. Образец отобран А. Шеймовичем в 1973 г.

ГИН-1040 **4030±30**

Уголь. Окрестности вулкана Малый Семячик. Пирокластический чехол, глубина 0,45 м. Образцы ГИН-1040, 1046 отобраны О. А. Брайцевой в 1973 г.

ГИН-1046 **6700±150**

Почва. Там же, почва, погребенная под вулканическим шлаком, глубина 5,13—5,15 м.

ГИН-1058 **6340±110**

Растительный детрит. Вулкан Шевелуч. Прослой почвы с детритом в пирокластическом материале, глубина 4,5 м. Образец отобран Б. А. Ермоловым (Ин-т вулканологии АН СССР) в 1973 г.

Различные районы Азиатской части СССР

ГИН-736а **2660±40**

Мелкий растительный детрит из торфянистых супесей. Бурятская АССР, р. Иркут, левый берег против дер. Закруй. Обнажение «Белый ЯР II». Древняя озерная поверхность Тункинской впадины, глубина 11 м. Образец отобран О. М. Адаменко и В. А. Беловой в 1971—1972 гг. Предполагаемый возраст — верхний эоплейстоцен (Равский, 1964).

ГИН-736б **39500±1000**

Крупный детрит. Там же.

ГИН-736в **37000±500**

Обломки древесины. Там же. Значительное расхождение дат для различных фракций однозначно свидетельствует о том, что образец представляет собой смесь органического материала различного возраста, вследствие чего даты ГИН-736б и в, равно как и ранее полученные из этого же разреза даты в интервале 26300 и 40600 (ИГиГ СО АН СССР), нельзя считать представительными.

ГИН-1027 **2650±100**

Мелкий уголь. Иенхкульская впадина, т. Джетыогуз. Основание делювиально-пролювиального шлейфа на поверхности аллювиальной террасы, предположительно раннеголоценового возраста. Дата свидетельствует о позднеголоценовом возрасте шлейфа. Образцы ГИН-1027—1029 представлены В. И. Макаровым (ГИН АН СССР) в 1974 г.

ГИН-1028а **2240±100**

Лигнит. Долина р. Зеравшан, 4 км восточнее устья р. Кшутут. Буровая скважина 87. Аллювиальные галечные отложения, глубина 20 м.

ГИН-1028г **990±40**

Мелкий уголь. Там же. Расхождение ГИН-1028а и г не ясно. Даты свидетельствуют об очень молодом возрасте аллювия и быстром накоплении толщи.

ГИН-1029 **840±150**

Мелкий уголь. Р. Шинг (левый приток р. Зеравшан). Галечные отложения на высоте около 100 м над уровнем реки, глубина 20 м. Дата говорит в пользу делювиального происхождения молодых галечников.

ГИН-913 **7830±500**

Гумусированная почва. Кызыл-Кумы, р. Дарьясай у ст. Угаши. Шурф 235, слой 3. Образцы ГИН-913—916 предоставлены А. В. Виноградовым (Ин-т этнографии АН СССР).

ГИН-914 **8800±500**

Гумусированная почва. Там же, ш. 236, сл. 3.

ГИН-915 **6630±100**

Гумусированная почва. Там же, ш. 236, сл. 5.

ГИН-916 **6590±130**

Гумусированная почва. Там же, ш. 237, сл. 6.

Европейская часть СССР

Кавказ

ГИН-860а **1420±80**

Торф. Колхидская низменность. Трубка 380, гл. 0,2. Образцы ГИН-860, 861, 862 предоставлены Л. И. Боголюбовой в 1973 г.

ГИН-860б **550±50**

Торф. Там же, глубина 0,2 м.

ГИН-860в **2240±150**

Торф. Там же, глубина 0,8 м.

ГИН-860г **2770±100**

Торф. Там же, глубина 1,5 м.

ГИН-860д **550±270**

Торф. Там же, глубина 1,8 м.

ГИН-861б **4100±300**

Торф. Там же. Трубка 385, гл. 2,25 м.

ГИН-861в **4070±120**

Торф. Там же, глубина 3,0 м.

ГИН-861г **4800±100**

Торф. Там же, глубина 3,45 м.

ГИН-862а **2830±100**

Торф. Там же, трубка 387, глубина 5,8 м.

ГИН-862б **6300±2000**

Торф. Там же, глубина 6,25 м.

ГИН-862в **6000±500**

Торф. Там же, глубина 9,0 м.

Русская равнина

ГИН-859 **31300±1000**

Древесина. Москва, ул. Куусинена, скв. 2в. Четвертичные аллювиальные отложения, залегающие на нарушенных мезозойских породах. Основание толщи, глубина 35 м. Дата говорит в пользу молого-шекснинского возраста древесины. Образец предоставлен В. П. Гричуком в 1973 г.

ГИН-858д **44000±2000**

Древесина. Московская область, Солнечногорск. Скв. ГСП ГУЦР. Песчано-глинистые озерно-аллювиальные отложения с прослоями торфа, выполняющие глубокую промоину в нижне- и среднечетвертичных отложениях. Глубина 17 м. Образец предоставлен. А. Федоровым в 1973 г.

ГИН-858г **82300±2800**

Гумус из того же образца. Несмотря на несколько более молодой возраст гумуса, можно предположить, что отложения имеют молого-шекснинский возраст.

Зарубежные страны

МНР

ГИН-1032 **460±40**

Древесина Р. Орхон. Основание песчаного аллювия, глубина 25 м. Предполагаемый возраст средне- или верхнечетвертичный. Образцы ГИН-1032, 1033 предоставлены И. Г. Лискун (ГИН АН СССР).

ГИН-1033 **330±30**

Древесина. Там же. Даты ГИН-1032, 1033 свидетельствуют о современном возрасте древесины.

Куба

ГИН-829 **600±350**

Древесина. Провинция Ориенте, бассейн р. Кауто, карьер Лас-Аренас. Пойменные гумусированные суглинки, гл. 0,3 м. Образец предоставлен И. П. Карташовым (ГИН АН СССР) в 1973 г.

ГИН-598 **4300±2300**

Торф. Отложения шельфа. Трубка 363, глубина 390—430 м. Образцы 598—605 предоставлены Л. И. Боголюбовой в 1971 г.

ГИН-599 **5500±150**

Торф. Там же, трубка 133, глубина 270—329 м.

ГИН-600 **6050±200**

Торф. Там же. Трубка 132, глубина 200—266 м.

ГИН-601 **1780±150**

Торф. Там же. Трубка 270, глубина 186—220 м.

ГИН-602 **4710±70**

Торф. Там же. Трубка 82, глубина 100—153 м.

ГИН-603 **5980±140**

Торф. Там же. Трубка 394, глубина 125—19 м.

Археологические образцы

ГИН-737 **10940±100**

Уголь. Якутская АССР. Р. Алдан, среднее течение. Стоянка Эжанцы. Покровные супеси на поверхности III террасы. Предполагаемый возраст — рубеж плейстоцена и голоцена. Дата подтверждает самые верхи сартана. Образец предоставлен Ю. А. Мочановым (Якутский филиал АН СССР) в 1972 г.

ГИН-1019 **30200±300**

Древесина. Якутская АССР. Р. Алдан 63° с. ш., 132° в. д. II надпойменная терраса, аллювиальные супеси с культурными остатками верхнепалеолитической стоянки Ихине-2. Глубина 0,9 м. Предполагаемый возраст — сартанский. Дата свидетельствует о позднекаргинском возрасте древесины, возможно переотложенной. Обр. ГИН-1019—1022 предоставлены Ю. А. Мочановым в 1974 г.

ГИН-1020 **31200±500**

Древесина. Там же, глубина 1,2 м. Дата согласуется с ГИН-1019.

ГИН-1021 **12930±80**

Древесина лиственницы. Якутская АССР. Р. Бэрелёх. 71,5° с. ш., 145° в. д. Позднепалеолитическая стоянка Бэрелёх III (?), терраса, аллювиальные супеси, глубина 2,30 м. Предполагаемый возраст — вторая половина сартанского оледенения. Дата подтверждает возраст.

ГИН-1022 **12900±300**

Уголь. Иркутская область. Р. Витим, нижнее течение, Авдеиха. Аллювиальные супеси 22—24-метровой террасы, глубина 0,9 м. Предполагаемый возраст — сартанский. Дата указывает на позднесартанский возраст стоянки.

ГИН-590 **10700±500**

Углистая почва. Таджикская ССР. Памир, Дарваз, верховья р. Яхсу. Позднепалеолитическая — мезолитическая стоянка, квадрат Г-10, глубина от бровки 4,5 м. Образцы ГИН-590, 594, 595 предоставлены А. А. Никоновым в 1971 г. из сборов В. А. Ранова, 1969 г.

ГИН-594а **8170±100**

Обломки древесины. Там же. Пойменный аллювий 60—70-метровой террасы, подстилающий покровные лёссовидные супеси с культурным слоем позднепалеолитической стоянки. Прослой с растительными остатками залегает в слоистых супесях и суглинках на глубине 2,5 м от кровли аллювия.

ГИН-594б, г **1850±120**

Гумус, полученный при химической обработке образца 594а. Сильное расхождение свидетельствует о значительном загрязнении образца современным углеродом и замоложении возраста ГИН-594а и, возможно, ГИН-595.

ГИН-595 **8060±50**

Древесина. Таджикская ССР. Бассейн р. Пяндж, верховья р. Яхсу (приток Кызылсу) у киш. Шугноу. Галечные пески в цоколе 40—45 и 60—70-метровых террас, глубина около 30 м.

ГИН-1030 **830±50**

Уголь. Таджикская ССР. Водораздел хребта Каратау. Остатки культурного слоя в лёссовидных суглинках, глубина 2 м.

И. П. ГЕРАСИМОВ, Ф. С. ЗАВЕЛЬСКИЙ, О. А. ЧИЧАГОВА,
В. В. ДОРОШЕНКО, А. Е. ЧЕРКИНСКИЙ.
Е. И. КУРЕНКОВА, В. Л. ЛЫХИН

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ АН СССР

Сообщение II

В работе приведены результаты исследований возраста современных и ископаемых почв, а также костей, древесины и древесного угля. Кроме того, описаны результаты ряда методических исследований, выполненных с целью улучшения методики подготовки проб, а также увеличения однозначности и достоверности радиоуглеродного датирования.

Предварительная химическая обработка образцов и синтез бензола проводились по методикам, описанным ранее (Чичагова, Черкинский, 1975; Герасимов и др., 1975) и выполнялись старшими лаборантами И. В. Авциной и Л. Г. Васенковой.

Для датировки использовалось значение периода полураспада C^{14}, равное 5730±30 лет. Измерения велись на двухканальном жидкостном сцинтилляционном спектрометре по схеме совпадений. Отсчеты брались по отдельным интервалам времени так, что фон, эталон, и образцы измерялись многократно. Это позволило осуществить полноценную статистическую обработку результатов и проконтролировать их воспроизводимость (Завельский, 1968, 1972).

Были продолжены исследования радиоуглеродного возраста фракций гумуса современных и ископаемых почв.

Некоторые результаты проведенных исследований мы публикуем в настоящем сообщении.

Для современной дерново-палево-подзолистой почвы со вторым гумусовым горизонтом (Владимирская обл., Александровский р-н, разрез 2-71а, глубина 20—27 см) даты получены по I фракции гуминовых кислот, выделенных 0,1 н. NaOH (ИГАН-63, Т-5700±35) и по сумме II+III фракций (ИГАН-64, Т-5860±60).

Для дерново-подзолисто-глеевой почвы (Смоленская обл., Угранский р-н, д. Дрожжино) получены даты для I фракции гуминовых кислот, а также для древесного угля: ИГАН-79, Т-880±30 (I фракция г. к.), ИГАН-75, Т-710±30 (древесный уголь). Эти данные свидетельствуют о незначительной разнице в возрасте гуминовых кислот и древесного угля. Таким образом, подтверждается допустимость датирования лесных почв по фракции гуминовых кислот, а это значительно облегчает и ускоряет процесс предварительной обработки проб.

Кроме того, было проведено датирование различных фракций гумуса ископаемых почв. Например, для разреза 3-60 из с. Мезин, Черниговской обл., для верхней части брянской ископаемой почвы были получены даты: ИГАН-88, Т-24300±370 (фракция г. к. — после холодной обработки 0,5 н. NaOH) и ИГАН-89, Т-24210±270 (фракция г. к.— после горячей обработки 0,5 н. NaOH).

Для суммы гуминовых кислот брянской почвы из Мезина в 1964 г. дата была получена на пропорциональном счетчике в лаборатории Института геохимии им. В. И. Вернадского (Величко и др., 1964): Мо-342, Т-24200±1680 лет.

В указанных лабораториях предварительная обработка проб, методы счета и использованные фракции были различными. Совпадение результатов свидетельствует о правомочности каждой из приведенных методик, а также о возможности датирования гумуса ископаемых почв по сумме фракций гуминовых кислот.

Для ископаемой почвы из Новохоперска Воронежской обл., р. 1-71 (зачистка 4, глубина 6,0 м, содержание углерода 0,30%) получена дата по сумме гуминовых кислот, выделенных смесью пирофосфата натрия со щелочью: ИГАН-87, Т-22840±220. Образец был взят Т. Д. Морозовой и В. П. Ударцевым в 1974 г. из верхней части почвы. Для той же почвы ранее была получена дата ИГАН-9 — МГУ-344, Т-33500±700. Образец был взят В. Л. Лыхиным в 1972 г. из гумусированных языков с содержанием углерода 0,74%.

Интересные даты получены по костным образцам из культурных слоев спорных в возрастном отношении позднепалеолитических стоянок. Химическая обработка костного материала проводилась по методике, предложенной в 1971 г. Х. А. Арслановым и Л. И. Громовой (1971).

Согласно полученной радиоуглеродной дате ИГАН-73, Т-24960±±400л, время обитания человека на стоянке Хотылево II отвечает самому концу брянского интервала. Ранее полученная для этого поселения датировка ЛУ-359, Т-23660±270 (Арсланов, Куренкова, 1975) согласуется с ИГАН-73 в пределах удвоенной стандартной погрешности измерений.

Имеющиеся к настоящему времени археологические и палинологические данные в целом подтверждают правильность радиоуглеродной датировки для позднепалеолитического местонахождения Авдеево: ИГАН-78, Т-13900±200.

Радиоуглеродная дата по материалу из Тимоновки I указывает на то, что эта стоянка, как и предполагалось ранее, относится к числу наиболее молодых на Русской равнине: ИГАН-82, Т-12 200±300 лет.

Вопрос о возрасте памятника Гагарино, по всей видимости, еще нельзя считать окончательно решенным, так как полученная дата представляется удревненной.

ПОЧВЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

1. ИГАН-45 **5180±100**

Оподзоленный чернозем. Орловская обл., разрез 17, гл. 20—30 см. Образец предоставлен Н. Е. Рубилиной. Дата получена по II фракции гуминовых кислот.

2. ИГАН-59 **0000+25**

Дерново-палево-подзолистая почва на покровном суглинке. Владимирская обл., Александровский р-н, разрез 2-71, гл. 2—5 см, содержание углерода 3,6%. Образец предоставлен В. О. Таргульяном. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных 0,5 н. NaOH.

3. **ИГАН-60** **600±30**

Разрез тот же, что и ИГАН-59, гл. 5—11 см, содержание углерода 3,6%. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных 0,5 н. NaOH.

4. **ИГАН-62** **1180±20**

Разрез тот же, что и ИГАН-59, гл. 11—27 см, содержание углерода 0,62%. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных 0,5 н. NaOH.

5. **ИГАН-65** **4440±30**

Разрез тот же, что и ИГАН-59, гл. 33—51 см, содержание углерода 0,25%. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных 0,5 н. NaOH.

6. **ИГАН-67** **0000+20**

Современная бурая лесная почва на отвале Ярославского шоссе. Владимирская обл., Александровский р-н, разрез 20-24, глубина 0—10 см, содержание углерода 22,4%. Образец предоставлен В. О. Таргульяном. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных 0,5 н. NaOH.

7. **ИГАН-63** **5700±35**

Дерново-палево-подзолистая почва со вторым гумусовым горизонтом на покровном суглинке. Владимирская обл., Александровский р-н, разрез 2-71а, глубина 20—27 см. Образец предоставлен В. О. Таргульяном. Дата получена по I фракции гуминовых кислот, выделенных 0,1 н. NaOH.

8. **ИГАН-64** **5860±60**

Образец тот же, что и ИГАН-63. Дата получена по сумме II и III фракций гуминовых кислот, выделенных 0,1 н. NaOH.

9. **ИГАН-72—МГУ-133** **4600±100**

Верхняя погребенная почва. Ярославская обл., Ростовский р-н, с. Деболовское, левый берег р. Сара, высокая пойма, разрез 4[а], гл. 1м. Содержание углерода 2,2%. Образец предоставлен А. Л. Александровским. Дата получена по гуминовым кислотам.

10. **ИГАН-76** **5870±40**

Гумусовый горизонт погребенной дерново-подзолистой почвы. Ярославская обл., Ростовский р-н, д. Левина Гора, разрез 5, гл. 88—93 см. Содержание углерода 2,3%. Образец предоставлен А. Л. Александровским. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных 0,5 н. NaOH.

11. **ИГАН-74** **28400±850**

Ископаемая почва в толще верхнеплейстоценовых лёссов. Ровно, Басов-Кутский карьер, гл. 9,0 м. Содержание углерода 0,58%. Образец предоставлен А. Б. Богуцким, О. А. Чичаговой, подготовлен В. П. Нечаевым. Дата получена по сумме II+III фракций гуминовых кислот, выделенных смесью пирофосфата натрия со щелочью.

12. **ИГАН-77** **7040±40**

Дерново-подзолистая почва со вторым гумусовым горизонтом. Томская обл., Бакчарский р-н, разрез 47, гл. 20—30 см. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных 0,5 н. NaOH. Содержание углерода 1,35%. Образец предоставлен Н. А. Караваевой.

13. **ИГАН-79** **880±30**

Дерново-подзолисто-глеевая почва на переотложенных московских покровных суглинках. Смоленская обл., Угранский р-н, д. Дрожжино, р. 1-73, 6—8-метровая траншея, глубина 35—45 см.

Образец предоставлен А. В. Куликовым и А. Е. Черкинским. Дата получена по I фракции гуминовых кислот, выделенных 0,1 н. NaOH.

14. **ИГАН-87** **22840±220**

Ископаемая почва из Новохоперска, Воронежская обл., разрез 1-71 (зачистка 4, гл. 6,0 м). Образец взят из верхней части той же самой почвы, для которой получена дата ИГАН-9—МГУ-344, Т-32550±700.
Содержание углерода 0,30%. Образец предоставлен Т. Д. Морозовой и В. П. Ударцевым, подготовлен С. А. Сычевой. Дата получена по сумме гуминовых кислот, выделенных смесью пирофосфата натрия со щелочью.

15. **ИГАН-88** **24300±370**

Ископаемая почва (верх). Черниговская обл., с. Мезин, разрез 3-60, гл. 3,2 м. Образец предоставлен Х. А. Арслановым и О. А. Чичаговой. Дата получена по фракции гуминовых кислот, выделенных горячей 0,5 н. NaOH.

16. **ИГАН-89** **24210±270**

Образец тот же, что и ИГАН-88. Дата получена по фракции гуминовых кислот, выделенных холодной 0,5 н. NaOH.

17. **ИГАН-90** **>45000**

Ископаемая почва. Воронежская обл., с. Верхняя Еманча, резрез, гл. 2,35 см. Содержание углерода 0,46%. Образец предоставлен В. П. Ударцевым, подготовлен С. А. Сычевой. Дата получена по сумме фракций гуминовых кислот, выделенных смесью пирофосфата натрия со щелочью.

18. **ИГАН-91** **7360±100**

Корковый содовый солонец, гл. 50—60 см. Тамбовская обл., Токаревский р-н, д. Кусты. Образец предоставлен Е. Н. Самойловой, МГУ. Дата получена по II фракции гуминовых кислот.

ОБРАЗЦЫ КОСТИ

1. **ИГАН-73** **24960±400**

Зуб мамонта из позднепалеолитической стоянки Хотылево II. Брянская обл., правый берег р. Десна, гл. 4,0—4,1 м. Образец отобран в 1973 г. Е. И. Куренковой. Дата получена по коллагену.

2. **ИГАН-78** **13900±200**

Зуб мамонта. Курская обл., с. Авдеево, гл. 0,9—1,0 м. Образец отобран в 1973 г. М. Д. Гвоздовер. Дата получена по коллагену.

3. **ИГАН-82** **12200±300**

Зуб мамонта. Брянск, стоянка Тимоновка I, гл. 1,0 м. Образец отобран В. А. Городцовым в 1932 г. Дата получена по коллагену.

4. **ИГАН-83** **30000±1900**

Зуб мамонта. Липецкая обл., район г. Задонска, позднепалеолитическая стоянка Гагарино, гл. 1,3 м. Образец отобран Л. М. Тарасовым в 1963 г. Дата получена по коллагену.

ОБРАЗЦЫ ДРЕВЕСИНЫ И ДРЕВЕСНОГО УГЛЯ

1. **ИГАН-75** **710±30**

Образец древесного угля. Смоленская обл., Угранский р-н, д. Дрожжино, разрез 73-1, 6—8-метровая траншея, гл. 35—45 см. Образец предоставлен А. В. Куликовым, А. Е. Черкинским.

2. **ИГАН-84** **2300±70**

Образец древесины. Смоленская обл., Угранский р-н, д. Дрожжино, разрез 116-73-1, гл. 20—33 см. Образец предоставлен А. В. Куликовым и А. Е. Черкинским.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х. А., Громова Л. И. Увеличение надежности определения возраста ископаемых костей радиоуглеродным методом.— Геохимия, 1971, № 2.

Арсланов Х. А., Куренкова Е. И. Радиоуглеродные датировки некоторых позднепалеолитических стоянок бассейна р. Десны.— Бюлл. Комис. по изучению четвертич. периода, № 44. М., «Наука», 1975.

Величко А. А., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г., Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3.

Герасимов И. П., Завельский Ф. С., Чичагова О. А., Дорошенко В. В., Черкинский А. Е., Парунин О. Б., Васенкова Л. Г., Лыхин В. Л. Радиоуглеродные исследования Радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение I.— Бюлл. Комис. по изучению четвертич. периода, № 44. М., «Наука», 1975.

Завельский Ф. С. Критерий нестабильности измерительного устройства.— ПТЭ, 1968, № 4.

Завельский Ф. С. О точности и границах радиоуглеродного метода определения абсолютного возраста.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1972, № 5.

Чичагова О. А., Черкинский А. Е. Отбор и химическая подготовка проб для радиоуглеродного датирования.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1975, № 5.

СОДЕРЖАНИЕ

Пашалы Н. В., Хеиров М. Б., Сараджалинская Т. М. Вторичные изменения пирокластических пород верхнего плиоцена и плейстоцена Азербайджана 3

Файнер Ю. Б., Борисов В. А., Гайнцев Ф. М. Ледниковые отложения островных гор Средне-Сибирского плоскогорья (на примере горы Большая Тундровая) . 15

Селиванов В. А. Об основных этапах новейшего развития рельефа и четвертичных отложений центральной части Канско-Тасеевской впадины 22

Квасов Д. Д. Океанологическая теория оледенения 34

Тараканов Л. В., Бирюков В. Ю., Новиков В. Н., Грабецкая Н. А., Боярская Т. Д. Строение, условия и время формирования рыхлых отложений района Ванькиной губы моря Лаптевых 47

Агаджанян А. К., Калуцкая С. А. Раннетаманская фауна полевок в бассейне Верхнего Днепра 61

Никонов А. А., Пахомов М. М. Стратиграфия и палеогеография антропогена Горного Бадахшана (Таджикская ССР, Афганистан) 73

Носов А. А. Гляциодислокации и ледниковый морфогенез на примере Дмитровского месторождения валунных песков 90

Научные новости и заметки

Додонов А. Е., Ранов В. А. Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). 99

Бакай Г. Г., Федорова Р. В. Расчленение рыхлых четвертичных отложений материковой части Камчатки (по данным спорово-пыльцевого анализа) . . . 106

Сладкопевцев С. А. К особенностям формирования террас и перигляциального аллювия Восточной Сибири 111

Корпачев В. И. О происхождении макропористости в лёссовых породах . . 115

Елисеев В. И. О стадиях развития верхнеплейстоценовых конусов выноса в Средней Азии и Южном Казахстане 118

Хроника

Никифорова К. В., Алексеев М. Н. Международный Коллоквиум по биостратиграфии континентальных верхненеогеновых и нижнечетвертичных отложений во Франции и Испании 126

Иванова И. К. О поездке в Федеративную Республику Германии на Симпозиум Лёссовой Комиссии ИНКВА, Общее Собрание и полевые маршруты ДЕЙКВА (16—30 сентября 1974 г.) 142

Библиография

Бурчак-Абрамович Н. И. Крапина. Доклады на научной Конференции в Загребе по случаю 70-летия открытия крапинского прачеловека 162

Приложение

Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д., Виноградова С. Н., Рябинин А. Л., Форова В. С. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение VIII 169

Герасимов И. П., Завельский Ф. С., Чичагова О. А., Дорошенко В. В., Черкинский А. Е., Куренкова Е. И., Лыхин В. Л. Радиоуглеродные исследования Радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение II . . 185

УДК : 551.782 (249.24)

Вторичные изменения пирокластических пород верхнего плиоцена и плейстоцена Азербайджана. Пашалы Н. В., Хеиров М. Б., Сараджалинская Т. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Описываются пирокластические породы морских (от прибрежных до относительно глубоководных) и континентальных (озерных и лав и туфов околовулканического пояса) фаций верхчего плиоцена и плейстоцена Азербайджана и их вторичные изменения. Наиболее интенсивными являются монтмориллонитизация, гидрослюдитизация, цеолитизация и альбитизация, слабее протекает хлоритизация, вермикулитизация, глауконитизация и др. Наиболее благоприятными для развития монтмориллонита являются морские относительно глубоководные фации, а цеолита и альбита — фации лав и туфов околовулканического пояса. Табл. 2. Илл. 4. Библ. 10 назв.

УДК 551.79(571.512)

Ледниковые отложения островных гор Средне-Сибирского плоскогорья (на примере горы Большая Тундровая). Файнер Ю. Б., Борисов В. А., Гайнцев Ф. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

В краевой части оледенения Средне-Сибирского плоскогорья на плоской поверхности островной горы высотой 450—600 м описаны аллохтонные ледниковые отложения. Приводится их детальная характеристика, показано, что обломочный материал морены может иметь как местное, так и аллохтонное происхождение. Ледниковый разрез отражает две эпохи похолодания, разделенные эпохой потепления и, вероятно, соответствует максимальному оледенению. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 3 назв.

УДК 551.4(571.5)

Об основных этапах новейшего развития рельефа и четвертичных отложений центральной части Канско-Тасеевской впадины. Селиванов В. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

В статье говорится о качественной и количественной оценке основных этапов новейшего развития рельефа и четвертичных отложений Канско-Тасеевской впадины. Этот процесс рассматривается, как следствие общего неравномерного воздымания данного региона с позднего неогена до современной эпохи.

Дается методика исследования строения речных долин и сопредельных возвышенностей методом построения комплексных профилей, проводится региональное описание рельефа и четвертичных отложений по данным системы профилей. На основании исследования этих профилей и сопоставления параметров речных долин (глубина и ширина) дается краткая количественная характеристика речных врезов. Табл. 1. Илл. 5. Библ. 6 назв.

УДК 551.79

Океанологическая теория оледенения. Квасов Д. Д. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Похолодание в палеогене и неогене, приведшее к оледенению, произошло в результате изменения расположения материков. В плейстоцене небольшие похолодания вызвали формирование ледникового щита в Скандинавии. Высокое альбедо льда способствовало росту оледенения; уровень океана понижался примерно на 150 м. Шельфы обнажались, и формировался Баренцев ледниковый щит. Вместе со Скандинавским щитом он препятствовал широтной циркуляции атмосферы. На восточной и южной периферии ледников уменьшались осадки, в результате чего Скандинавский щит начинал уменьшаться и исчезал. Повышался уровень океана, что приводило к исчезновению также и Баренцева щита. Начиналось межледниковье, и возникали условия для нового оледенения. Неустойчивость климата четвертичного времени создает возможность воздействия на него в желательном для человечества направлении. Библ. 90 назв.

УДК : 551.791(261.26)

Строение, условия и время формирования рыхлых отложений района Ванькиной Губы моря Лаптевых. Тараканов Л. В., Бирюков В. Ю. Новиков В. Н., Грабецкая Н. А., Боярская Т. Д. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

На основе анализа геоморфологии района и массовых геологоразведочных данных стратифицирован полный разрез рыхлых толщ района, имеющий для севера Приморской низменности стратотипическое значение. В их составе выделены геолого-геоморфологические комплексы: высоких цокольных террас — палеоген, возможно мел; реликты переотложенных в олигоцене — миоцене кор выветривания; континентальный покровный, закончивший формироваться в верхнем плейстоцене; долинных отложений, начавший формироваться не позднее 10 тыс. лет назад, и современный прибрежно-морской. Табл. 1. Илл. 2

УДК 551.79+569.32 (282.247.32.)

Раннетаманская фауна полевок в бассейне Верхнего Днепра. Агаджанян А. К., Калуцкая С. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 46. М., «Наука», 1976, стр.

При геологосъемочных работах в районе г. Дмитриев-Льговский получены материалы о широком развитии разновозрастных плиоценовых отложений. В работе дано описание минералогического состава и условий залегания этих толщ в бассейне р. Свапа. В самой молодой из них найдены костные остатки мелких млекопитающих, большая часть которых принадлежит корнезубым полевкам. Преобладает вид Mimomys cf. savini. Анализ видового состава и строения зубов полевок позволяет отнести данную фауну к раннетаманскому времени. Подобное местонахождение впервые обнаружено на территории Центра Русской равнины. Табл. 1. Илл. 5. Библ. 26 назв.

УДК 551 (575.3+584)

Стратиграфия и палеогеография антропогена Горного Бадахшана (Таджикская ССР, Афганистан). Никонов А. А., Пахомов М. М. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Охарактеризовано распространение ледниковых и речных отложений Западного Бадахшана, их связь с рельефом, приведены опорные разрезы, дано их стратиграфическое положение и подразделение, проведена корреляция отложений гляциальной и экстрагляциальной областей.

Устанавливается чередование крупных этапов врезания рек (верхний плиоцен, средний плейстоцен, верхний плейстоцен) и заполнения долин осадками (нижний плейстоцен и конец среднего плейстоцена). Предполагаются верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные оледенения, даются характеристики средне- и верхнечетвертичных оледенений.

По данным спорово-пыльцевого анализа делается вывод о последовательной аридизации территории, с чередованием степных и лесных условий, что используется для региональной корреляции отложений. Илл. 4, Библ. 31 назв.

УДК : 551.79 (470.311)

Гляциодислокации и ледниковый морфогенез на примере Дмитровского месторождения валунных песков. Носов А. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Описываются геоморфологический облик и геологическое строение залежей валунных песков и высказывается предположение, что они возникли вследствие преобразования долинного зандра в обособленные холмы — выжимы под воздействием глыб льда при восхождении ледника из низин на возвышенность. Илл. 4. Библ. 12 назв.

УДК : 551.791 33(575.3)

Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). Додонов А. Е., Ранов В. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

В водораздельных лёссах близ кишл. Кайрубак и Лахути (долины р.р. Куруксай и Обимазар) впервые обнаружены палеолитические находки. Общий облик каменных изделий указывает на их принадлежность к древним галечным культурам, характерным для многих стран Азии. Археологический материал приурочен к хорошо выраженной буроцветной почве, входящей в пятый педокомплекс. Из анализа геолого-геоморфологического строения долин рек и выявления соотношений субаэральных образований с аллювием террас следует, что формирование пятого педокомплекса происходило, по-видимому, до образования душанбинского (верхнеплейстоценового) комплекса террас. Илл. 3. Библ. 5 назв.

УДК 551.791

Расчленение рыхлых четвертичных отложений материковой части Камчатки (по данным спорово-пыльцевого анализа). Бакай Г. Г., Федорова Р. В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Описывается геологическое строение десятиметровой скважины, заложенной в пределах краевой части Пенжинского дола на Камчатке и прошедшей отложения зырянского времени. Последние накапливались в краевой части приледникового озера. Нижний горизонт этих отложений, по палинологическим данным, сопоставляется с первой фазой зырянского оледенения бассейна Средней Лены. Вышележащие слои характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, указывающими на более суровый климат, характеризующий обширную территорию северо-востока Сибири в ее перигляциальной зоне. Отмечается сходство развития растительности севера Камчатки и Чукотки. Илл. 2. Табл. 1. Библ. 7 назв.

УДК : 551.23.06 (571.5)

К особенностям формирования террас и перигляциального аллювия Восточной Сибири. Сладкопевцев С. А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Рассматриваются отклонения от общей схемы строения террас бассейнов Енисея и Лены, которая заключается в том, что нижние горизонты аллювиальных свит формировались в эпохи потепления, а верхние — в эпохи похолодания. Причины отклонений связываются с особенностями эрозионно-аккумулятивных ритмов, а также с процессами внутреннего развития долин (с их саморазвитием). Определяется относительная роль тектоники, климата и внутренних процессов в развитии долин. Табл. 2. Библ. 14 назв.

УДК 551.7

О происхождении макропористости в лёссовых породах. Корпачев В. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Существующие гипотезы о происхождении макропористости в лёссовых породах противоречивы. Есть основания полагать, что макропористость образовалась под влиянием климатических факторов, обусловивших миграцию и замерзание влаги в грунте. Процесс образования макропор связан с кристаллизацией воды в лёссовой массе. Кристаллы растут в сторону потери тепла, главным образом в вертикальном направлении, что и обусловило фильтрационную анизотропию лёссовых пород.
Илл. 4. Библ. 10 назв.

УДК : 551.4 (574.5)

О стадиях развития верхнеплейстоценовых конусов выноса в Средней Азии и Южном Казахстане. Елисеев В. И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 46. М., «Наука», 1976, стр.

Рассмотрена вероятная схема саморазвития конуса выноса. В ней выделены две стадии: общего роста конуса выноса и стадия вершинного врезания. Стадия общего роста конуса выноса подразделяется на две субстадии: трансгрессивного и регрессивного развития фациальных зон пролювия. Показано, что начало врезания потоков в вершинах конусов выноса является следствием саморазвития конусов, без участия тектонического фактора.

Стадии общего роста и вершинного врезания объединяются в общую фазу формирования конуса выноса под названием аккумулятивная.

Аккумулятивная фаза сменилась на многих конусах выноса эрозионно-аккумулятивной, в результате проявления которой основные тела конусов выноса в их средней и периферической частях были перекрыты рядом более молодых пролювиальных пачек. Илл. 3. Библ. 9 назв.

1 р. 73 к.

Blank Page Digitally Inserted